



PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ (CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

ADVERTIMENT. L'accés als continguts d'aquesta tesi doctoral i la seva utilització ha de respectar els drets de la persona autora. Pot ser utilitzada per a consulta o estudi personal, així com en activitats o materials d'investigació i docència en els termes establerts a l'art. 32 del Text Refós de la Llei de Propietat Intel·lectual (RDL 1/1996). Per altres utilitzacions es requereix l'autorització prèvia i expressa de la persona autora. En qualsevol cas, en la utilització dels seus continguts caldrà indicar de forma clara el nom i cognoms de la persona autora i el títol de la tesi doctoral. No s'autoritza la seva reproducció o altres formes d'explotació efectuades amb finalitats de lucre ni la seva comunicació pública des d'un lloc aliè al servei TDX. Tampoc s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant als continguts de la tesi com als seus resums i índexs.

ADVERTENCIA. El acceso a los contenidos de esta tesis doctoral y su utilización debe respetar los derechos de la persona autora. Puede ser utilizada para consulta o estudio personal, así como en actividades o materiales de investigación y docencia en los términos establecidos en el art. 32 del Texto Refundido de la Ley de Propiedad Intelectual (RDL 1/1996). Para otros usos se requiere la autorización previa y expresa de la persona autora. En cualquier caso, en la utilización de sus contenidos se deberá indicar de forma clara el nombre y apellidos de la persona autora y el título de la tesis doctoral. No se autoriza su reproducción u otras formas de explotación efectuadas con fines lucrativos ni su comunicación pública desde un sitio ajeno al servicio TDR. Tampoco se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al contenido de la tesis como a sus resúmenes e índices.

WARNING. Access to the contents of this doctoral thesis and its use must respect the rights of the author. It can be used for reference or private study, as well as research and learning activities or materials in the terms established by the 32nd article of the Spanish Consolidated Copyright Act (RDL 1/1996). Express and previous authorization of the author is required for any other uses. In any case, when using its content, full name of the author and title of the thesis must be clearly indicated. Reproduction or other forms of for profit use or public communication from outside TDX service is not allowed. Presentation of its content in a window or frame external to TDX (framing) is not authorized either. These rights affect both the content of the thesis and its abstracts and indexes.

Departament d'Història i Història de l'Art

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

Bruno Gómez de Soler

**PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL
PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, Oa Y P**

TESIS DOCTORAL

Dirigida por el Dr. Josep Vallverdú Poch y el Dr. Manuel Vaquero
Rodríguez

Departament d'Història i Història de l'Art.
Autoecologia Humana del Quaternari



UNIVERSITAT
ROVIRA I VIRGILI

Tarragona
2016

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler



**Institut Català de Paleoecologia
Humana i Evolució Social**
Zona Educacional 4
Campus Sescelades URV (Edifici W3)
43007 - Tarragona
Tel. 977 943 003



**Departament d'Història
i Història de l'Art**
Campus Catalunya
Av. Catalunya, 35
43002 - Tarragona
Tel. 9775513
Fax. 977558386

HAGO CONSTAR que este trabajo, titulado "Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el yacimiento del Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Niveles M, Oa y P", que presenta Bruno Gómez de Soler para la obtención del título de Doctor, se ha realizado bajo nuestra dirección en el Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES) y en el Departament d'Història i Història de l'Art de la Univesritat Rovira i Virgili (URV).

Tarragona, 23 de diciembre de 2015

Los directores de la tesis doctoral

Dr. Josep Vallverdú Poch

Dr. Manuel Vaquero Rodríguez

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

*A mis padres y a mi hermana,
a mis hijos Leonardo y Enea,
pero sobre todo a ti, Arianna.*

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

A mi amigo Jaume Guiu...

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar me gustaría agradecer de manera muy especial al Dr. Josep Vallverdú, director de esta Tesis Doctoral y amigo. Sin tu ayuda esta investigación no habría sido posible. ¡Muchas gracias Pep!

A las dos personas que hicieron que mi viaje por la arqueología aún siga adelante, al Dr. Eudald Carbonell por ser un referente y un modelo a seguir, y al Dr. Robert Sala, por convencerme que en Tarragona tenía "cabida" y futuro para seguir mis estudios empezados en la Universitat de Girona.

A los miembros del Tribunal que van a evaluar este trabajo de investigación: Dr. Eudald Carbonell, Dr. Oriol Oms y Dr. Xavier Terradas. Muchas gracias por haber querido aceptar formar parte del mismo. Vuestros comentarios y sugerencias harán mejor este trabajo.

A los directores de ésta Tesis Doctoral, Dr. Josep Vallverdú y Dr. Manuel Vaquero, vuestros consejos, indicaciones y ayudas han sido vitales para poder iniciar, desarrollar y finalizar este trabajo.

A mi compañera de UCO, la Dra. María Soto con la que he compartido estos últimos años todo lo relacionado con las materias primas y la petrología. Sin tu ayuda ahora no estaría aquí escribiendo esta página. Te considero como mi tercera directora de Tesis. ¡Muchas gracias!

A mis amigos con quienes todo empezó: Rafel Rosillo, Gerard Campeny, Sergio García y David Riba. Con vosotros he compartido grandes alegrías y momentos inolvidables. Sin vosotros todo esto habría sido más aburrido.

A todos aquellos que han trabajado en el Abric Romaní, ya sea en la excavación como en los trabajos de investigación. Muy especialmente mis agradecimientos van a su director Dr. Eudald Carbonell, a mis directores Dr. Josep Vallverdú y Dr. Manuel Vaquero, a la Dra. Ethel Allué, Dra. Gema Chacón, Dra. Amèlia Bargalló, Dra. Joana Gabucio, Dra. Palmira Saladié, Dra. Francesca Romagnoli, Dr. Andrea Picin, Dr. Jordi Rosell, Dra. Cristina Fernández, Àlex Solé, Gerard Campeny, Carmen Herranz, Mónica Fernández, Dra. Isabel Cáceres, Dr. Juan Manuel López y Raül Bartrolí.

Al Dr. Pere Anadón y al Dr. Oriol Oms por sus explicaciones sobre geología y por haberme enseñado alguno de los afloramientos silíceos presentados en este trabajo.

A la gente de St. Martí de Tous: Vicenç y Dr. Joan Madurell, igracias por enseñarme ese maravilloso afloramiento silíceo!

A todos aquellos con los que he compartido todos estos años del proyecto del Camp dels Ninots, pero muy especialmente a Gerard Campeny, mi gran amigo y compañero, con el que he crecido como persona pero sobre todo como amigo.

Al Dr. Oriol Oms, Dr. Jordi Agustí y Pablo Mateos, el proyecto del Camp dels Ninots sin vosotros no sería posible.

A un sinfín de personas que me han acompañado en este camino que sólo ha hecho más que empezar: Arturo de Lombera, Dra. Souhila Roubach, Àlex Solé, Jaume Vilalta, Dra. Lena Asryan, Dr. Ángel Carrancho, Dr. Antonio Rodríguez, Dr. Juan Ignacio Morales, Dra. Patricia Martín, Dra. Eva Mancha, Dra. Paola García, Dra. Leticia Menéndez, Elena Moreno, Juan Marín, Gala Gómez, Susana Alonso, Esther López, Miquel Guardiola, Miquel Rovira, Lucía López-Polín, Isabel Expósito, Dra. Rosa Huguet, Dr. Carles Lorenzo, Marta Fontanals, Juan Fernández, Leopoldo Pérez, Antonio Pineda, etc.

Al IPHES, institución de la que formo parte desde el 2006 y a todos sus miembros.

A todos mis amigos de Altafulla: las alegres familias que compartimos la desesperación diaria de ser padres.

A mis amigos de les "terres gironines": Pau, Carmeta, Ramon, Anna, Rafel, Berta, David, Ana, Gerard, Sònia, Alfonso, Albert y Martí.

A Enrique, Christian, Alfonso y Fernando, mis amigos de la infancia y que aún me soportan.

A mi familia, tanto la sanguínea como la sícula adoptiva, muchas gracias por creer en mí y apoyarme durante todos estos años. ¡*Grazie mille*!

A mis hijos Leonardo y Enea, y a ti Arianna, lo mejor y más importante que me ha pasado en la vida. OS QUIERO

RESUMEN

El objetivo principal de este proyecto de Tesis Doctoral es el conocimiento de las materias primas de origen abiótico utilizadas por los neandertales que ocuparon el Abric Romaní durante los niveles M, Oa y P, con una cronología entre los 50-55 ka BP. La intención es poder establecer la procedencia geográfica del material arqueológico y así poder conocer las áreas de aprovisionamiento lítico y por consiguiente sus rutas de movilidad. Como la materia prima más utilizada, con unos porcentajes en torno al 80%, es el sílex, nos centraremos en esta litología por ser la más abundante y representativa del registro arqueológico.

Tanto el conocimiento de campo como la cartografía geológica, serán la base del presente trabajo y unos factores fundamentales para el buen desarrollo de la Tesis Doctoral. Ello nos permitirá localizar el máximo de afloramientos silíceos, con los que podremos dotar de un mayor conocimiento los posibles territorios de aprovisionamiento de materias primas, y así poder acotar mejor las posibles rutas de movilidad y en general el comportamiento de los neandertales fuera del espacio doméstico, es decir, en el espacio natural. Los afloramientos o áreas-fuente serán muestreados para poder realizar las distintas analíticas que nos permitirán una buena adscripción del material arqueológico, como el análisis petrográfico mediante láminas delgadas y el análisis mineralógico complementario por DRX y μ -DRX principalmente, que permitirán la descripción de los principales rasgos petrográficos y mineralógicos de las silificaciones y sus rocas encajantes.

El área de estudio de este proyecto doctoral corresponde a un radio de 30 km del Abric Romaní, por considerarse el ámbito regional de captación de, sino la totalidad, la mayoría de las materias primas localizadas en el yacimiento. Dentro de esta zona tres grandes unidades geomorfológicas conforman el entorno geográfico: la Depresión del Ebro, dividida en dos de las cuencas marginales de la Depresión Central Catalana, la Conca del Francolí-Gaià y la Conca de l'Anoia; la Cordillera Prelitoral y la Depresión del Penedès.

La Depresión del Ebro forma una amplia unidad de morfología triangular, limitado al Norte por los Pirineos y los Montes Vasco-Cantábricos, al Sur por la Cordillera Ibérica y al Este por la Cadena Costera Catalana. Es una zona morfológicamente deprimida y drenada en gran medida por el río Ebro. Ésta corresponde a una cuenca sedimentaria terciaria con rellenos eocénicos como resultado de la acción de procesos erosivos que dismantelaron parcialmente las cordilleras que la limitan (Solé Sabarís (dir.), 1958-1964). La zona que trabajaremos de la Depresión Central Catalana corresponde a dos cuencas marginales: la Conca Francolí-Gaià y la

Conca de l'Anoia. La Conca Francolí-Gaià es una depresión de erosión con una forma alargada en dirección SE-NE y excavada en los sedimentos eocenos y oligocenos de la Depresión del Ebro. Al NE limita con la Conca de l'Anoia y al SE con dos partes de la Cordillera Prelitoral: el bloque de Prades y la cresta de Miramar. La Conca de l'Anoia es una depresión de erosión diferencial excavada en los sedimentos eocenos y oligocenos de la Depresión del Ebro. Al SW limita con la Conca del Gaià y al NE con la Conca del Llobregat.

La Cordillera Prelitoral forma parte del Sistema Costero Catalán, o lo que es lo mismo los Catalánides (Hernández Pacheco, 1934 en Anadón *et al.*, 1979), nombre que designa los relieves que se extienden a lo largo de la costa catalana entre l'Empordà y la Cordillera Ibérica, los cuales corresponden al *Sistema Mediterráneo* definido por Solé Sabarís (1958-1964). Se extiende a lo largo de la costa en una alineación NE-SW de aproximadamente 250 km de longitud, conectando con las estructuras pirenaicas al norte. Dicho Sistema está compuesto de dos cordilleras paralelas separadas por una depresión intermedia. La Cordillera Prelitoral, como todo el Sistema Costero Catalán, constituye una unidad geológica homogénea donde se distinguen tres sectores: el meridional (desde Penya-roja al Francolí), el central (desde el Francolí al Llobregat) y el septentrional (desde el Llobregat al Empordà) (Llopis, 1947; Anadón *et al.*, 1979). El área de nuestro estudio nos lleva a centrarnos en una pequeña zona que comprende el Sector Central: el paso de l'Anoia.

La Depresión Prelitoral, conocida también como fosa del Vallès-Penedès, constituye una depresión formada por el hundimiento de un gran bloque durante los movimientos posteriores a la orogenia alpina, y que engloba todo un conjunto de tierras bajas dispuestas de forma alargada siguiendo una orientación NE-SW. Tiene aproximadamente unos 200 km de largo por unos 12 km de ancho, la cual se incrementa hacia el Sur y se reduce hacia el Norte. Constituye una importante vía de paso y forma parte del sistema de fosas del Mediterráneo que se extiende desde el Rin hasta el mar de Alborán.

Las prospecciones realizadas en este entorno han permitido localizar unos **30 afloramientos con silicificaciones**. Para cada uno de ellos se han obtenidos datos como la variabilidad de rocas silíceas disponibles, el espesor total y el observable de las formaciones geológicas, la ratio silícea en un m² y las dimensiones de las silicificaciones, así como la representación esquemática de cortes litoestratigráficos (escala 1:50000) y columnas estratigráficas sintéticas.

La creación de una base de datos con estas observaciones y su digitalización, mediante AutoCAD y software SIG., nos ha permitido calcular los índices de abundancia silícea.

A través de los principales criterios petrográficos para la identificación de rocas a visu, mediante microscopio estereoscópico, como análisis microscópicos en lámina delgada, tanto del sílex como de sus encajantes, nos ha permitido catalogar la variedad de rocas silíceas disponibles en el entorno, según su aspecto, caracteres texturales, composición mineralógica, aspectos diagenéticos y modelo deposicional. Puntualmente, se han utilizado técnicas de análisis mineralógicos complementarios como DRX, μ -DRX y EDS.

La aplicación de esta metodología ha permitido diferenciar **11 tipos de silicificaciones** adscritas a litofacies propias de ambientes marinos y continentales, definidos de la siguiente manera:

- Sílex de la facies **MUSCHELKALK (MUSCH)**. Asociado a depósitos carbonatados del triásico (Muschelkalk inferior y superior) como producto de reemplazamiento de calizas marinas.
- Sílex de **MEDIONA (MED)**. Asociado a depósitos de origen edáfico del techo del Paleoceno. Lo consideramos como una silcreta.
- Sílex de **SERRA (SER)**. Asociado a depósitos de ambientes lacustres y evaporíticos de la base del Eoceno, como producto de reemplazamiento de calizas lagunares y margas yesíferas.
- Sílex de **CAL SALVET (SAL)**. Asociado a depósitos de ambientes evaporíticos del Eoceno, como producto de reemplazamiento de dolomías con yesos y yesos nodulares.
- Sílex de **CA L'ALEMANY (ALE)**. Asociado a depósitos lacustres de edad Bartonense, como reemplazamiento de calizas micríticas lacustres con relictos evaporíticos.
- Sílex de **CAL CALAF (CAL)**. Asociado a depósitos de ambientes marginales de medios lacustres evaporíticos de edad Priabonense, como reemplazamiento de margas yesíferas.
- Sílex de **FILLOL (FILL)**. Asociado a depósitos de depocentro de ambientes de lagos salinos poco profundos de edad Priabonense, como reemplazamiento de yesos masivos secundarios alabastrinos.
- Sílex de **CAL PERDUT (PER)**. Asociado a depósitos de ambientes marginales de medios lacustres evaporíticos de edad Priabonense, como de reemplazamiento de margas yesíferas.
- Sílex de **MAS DE TOUS (MDT)**. Asociado a depósitos de ambientes marginales de medios lacustres evaporíticos de edad Priabonense, como reemplazamiento de lutitas verdes.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- Sílex de **GUINARDERA (GUIN)**. Asociado a depósitos de ambientes de zonas marginales de medios lacustres evaporíticos de edad Priaboniense, como reemplazamiento de lutitas rojas y calcarenitas.
- Sílex de **PANADELLA (PAN)**. Asociado a depósitos del Sistema lacustre de la Segarra (Oligoceno), como reemplazamiento de calizas lacustres.

A partir de la comparación del registro arqueológico con el material catalogado de las prospecciones hemos podido adscribir el material lítico de los niveles M, Oa y P a ocho tipos silíceos, descartando los sílex tipo Mediona (MED), Cal Salvat (SAL) y Ca l'Alemany (ALE).

Con la finalidad de establecer las áreas de aprovisionamiento, hemos creído conveniente unificar las silicificaciones según el lugar de procedencia, por lo que las áreas de captación final se han reducido a cuatro: sílex de la facies **MUSCHELKALK**, sílex de la **SERRA**, sílex de **ST. MARTÍ DE TOUS** y sílex de la **PANADELLA**.

Partiendo del radio de forrajeo presentado por Binford (1980; 1982) para sociedades de cazadores-recolectores actuales, establecemos los 10 km como teórico límite y organizamos los datos en función de aquellos que quedan por debajo de este radio, considerándolos locales y los que los superan considerándolos como una captación regional.

Con la intención de verificar los datos obtenidos de la abundancia cartográfica del sílex en el territorio y la representación de la materia prima en el registro arqueológico, realizamos un test de distribución en el que comparamos los datos observados en el registro arqueológico con los datos esperados del aporte de materias primas en el territorio. La aplicación del test de distribución del Chi-cuadrado (χ^2) nos ha informado de si la representación del material en el registro arqueológico tiene unas probabilidades altas o bajas que sea lo esperado según la abundancia silícea en el territorio. Además, en función de los datos esperados hemos podido saber si ese tipo de materia prima está sobrerrepresentada o infrarrepresentada en el registro arqueológico.

Establecemos que el tipo de captación se da en las zonas de abundancia regional. El material que aflora en un radio menor a los 10 km, en casi todos los casos está infrarrepresentado en el registro arqueológico, y la poca representación de las calizas, cuarzos y otras rocas en el mismo, nos lleva a plantear una captación regional en las zonas de abundancia silícea. La aparición de las litologías asociadas a una captación local, podría responder a momentos de más larga ocupación del yacimiento, cuando el material silíceo aportado escasea y necesitan dotarse de nuevo material para confeccionar nuevas herramientas.

Para los tres niveles estudiados (M, Oa y P), el tipo síliceo más representado en el registro arqueológico es el SMT que se sitúa en una media de 15 km de distancia del Abric Romaní. La ruta de movilidad es unidireccional NW-SE, dejando de lado otras posibles rutas como la E-W, debido a la ausencia en el registro arqueológico de los tipos síliceos ALE y SAL, o a las pocas evidencias de frecuentación del eje S-SW por la poca presencia de los sílex tipo MUSCH y SER, que nos marcaría una posible dirección hacia el mar.

Comparando con el registro europeo del Paleolítico medio se observa una tendencia o un cambio en las dinámicas de aprovisionamientos durante el MIS 3, en el que a pesar de haber un predominio en la captación local (5-6 km), hay un aumento en el radio de forrajeo siendo el de captación regional mucho más habitual (15-20 km) y aumentado la captación en radios superiores a los 20 km.

En definitiva, establecemos como modelo de aprovisionamiento para los niveles estudiados del Abric Romaní (M, Oa y P), la captación regional en el que el radio de forrajeo se establece sobre los 15 km, donde se localizan las mayores concentraciones de silicificaciones en el territorio con los afloramientos de St. Martí de Tous (SMT), llegando en ocasiones a aumentar hasta casi los 25 km con la captación del sílex de la Panadella (PAN).

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. OBJETIVOS.....	7
3. MARCO TEÓRICO.....	11
3.2. BREVES ANTECEDENTES SOBRE EL ESTUDIO DE LAS MATERIAS PRIMAS LÍTICAS EN PREHISTORIA.....	13
3.3. TERMINOLOGÍA Y DEFINICIÓN DE LAS ROCAS SILÍCEAS.....	16
3.4. EL SÍLEX.....	19
3.4.1. COMPOSICIÓN.....	19
3.4.2. DIAGÉNESIS.....	21
3.5. PROCESOS, PRODUCTOS Y AMBIENTES DIAGENÉTICOS.....	30
3.5.1. PROCESOS DIAGENÉTICOS.....	30
3.5.2. AMBIENTES DIAGENÉTICOS.....	33
3.6. ESQUEMA DE LOS DIFERENTES AMBIENTES DEPOSICIONALES.....	34
3.7. APROXIMACIÓN ETNOLÓGICA A LOS MODELOS DE SENTAMIENTO Y EXPLOTACIÓN TERRITORIAL.....	35
4. ABRIC ROMANÍ.....	39
4.1. INTRODUCCIÓN.....	41
4.2. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO.....	42
4.3. HISTORIA DE LAS INVESTIGACIONES.....	45
4.4. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA Y DINÁMICA SEDIMENTARIA DEL YACIMIENTO.....	50
4.4.1. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA.....	51
4.4.2. DINÁMICA SEDIMENTARIA.....	54
4.5. CRONOLOGÍA.....	55
4.6. NIVEL ARQUEOLÓGICO M.....	57
4.6.1. LA INDUSTRIA LÍTICA.....	59
4.6.2 LA FAUNA.....	60
4.6.3. EL PALEOAMBIENTE.....	61
4.6.4. ESTRUCTURAS DE COMBUSTIÓN.....	63
4.6.5. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL.....	64

4.7. NIVEL ARQUEOLÓGICO Oa.....	65
4.7.1. LA INDUSTRIA LÍTICA.....	67
4.7.2. LA FAUNA.....	69
4.7.3. EL PALEOAMBIENTE.....	69
4.7.4. ESTRUCTURAS DE COMBUSTIÓN.....	70
4.7.5. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL.....	71
4.8. NIVEL ARQUEOLÓGICO P.....	72
4.8.1. LA INDUSTRIA LÍTICA.....	74
4.8.2. LA FAUNA.....	75
4.8.3. EL PALEOAMBIENTE.....	75
4.8.4. ESTRUCTURAS DE COMBUSTIÓN.....	76
4.8.5. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL.....	76
5. MATERIALES.....	77
5.1. CONTEXTO GEOLÓGICO DE LAS SILICIFICACIONES.....	79
5.1.1. LA DEPRESIÓN DEL EBRO.....	79
5.1.2. LA CORDILLERA PRELITORAL.....	89
5.1.3. LA DEPRESIÓN PRELITORAL.....	92
5.2. MATERIALES ARQUEOLÓGICOS.....	94
5.2.1. INTRODUCCIÓN.....	94
5.2.2. NIVEL M.....	95
5.2.3. NIVEL Oa.....	96
5.2.4. NIVEL P.....	97
6. METODOLOGÍA.....	99
6.1. INTRODUCCIÓN.....	101
6.2. SELECCIÓN DE LA MUESTRA ARQUEOLÓGICA.....	101
6.3. ANÁLISIS DEL MATERIAL ARQUEOLÓGICO.....	102
6.4. ESTUDIO GEOLÓGICO.....	105
6.4.1. ZONA DE ESTUDIO.....	105
6.5. LA PROSPECCIÓN GEOARQUEOLÓGICA.....	107
6.5.1. MATERIAL DOCUMENTAL.....	107
6.5.2. ELABORACIÓN DE LAS FICHAS DE CAMPO.....	108

6.5.3. TRABAJO DE CAMPO.....	110
6.5.4. ELABORACIÓN DE UNA COLECCIÓN DE REFERENCIA.....	112
6.5.5. DELIMITACIÓN CARTOGRÁFICA DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS Y CATALOGACIÓN DE PUNTOS AFLORANTES.....	112
6.6. LA CARACTERIZACIÓN MACROSCÓPICA.....	114
6.6.1. INTRODUCCIÓN.....	114
6.6.2. CARACTERES MACROSCÓPICOS.....	114
6.7. LA CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA.....	119
6.7.1. INTRODUCCIÓN.....	119
6.7.2. MARCHA ANALÍTICA.....	121
6.7.3. PRINCIPALES MINERALES PETROGENÉTICOS EN ROCAS SEDIMENTARIAS	124
6.7.4. CARACTERES DESCRIPTIVOS MEDIANTE LÁMINA DELGADA.....	128
6.8. ANÁLISIS MINERALÓGICOS COMPLEMENTARIOS.....	167
6.8.1. SEM/EDS.....	167
6.8.2. DRX/ μ -DRX.....	167
6.9. COMPARACIÓN ENTRE EL MATERIAL GEOLÓGICO Y ARQUEOLÓGICO.....	168
6.9.1. INTRODUCCIÓN.....	168
6.9.2. ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA.....	169
6.9.3. TEST DE DISTRIBUCIÓN (CHI-CUADRADO).....	169
6.9.4. CÁLCULO DE LA VARIABLE ESTANDARIZADA (Z-SCORE).....	170
7. RESULTADOS.....	173
7.1 INTRODUCCIÓN.....	175
7.2. TIPOS SILÍCEOS.....	178
7.2.1. SÍLEX DE LA SERRA.....	178
7.2.2. SÍLEX DE LAS FACIES MUSCHELKALK.....	193
7.2.3. SÍLEX DE MEDIONA.....	205
7.2.4. SÍLEX DE CAL PERDUT.....	211
7.2.5. SÍLEX DE LA GUINARDERA.....	225
7.2.6. SÍLEX DE MAS DE TOUS.....	235
7.2.7. SÍLEX DE FILLOL.....	243
7.2.8. SÍLEX DE CAL CALAF.....	255

7.2.9. SÍLEX DE LA PANADELLA.....	266
7.2.10. SÍLEX DE CAL SALVET.....	277
7.2.11. SÍLEX DE CA L'ALEMANY.....	290
8. DISCUSIÓN.....	299
8.1. ZONAS DE ABUNDANCIA LOCAL (<10 km) Y REGIONAL (>10 km) DE LAS MATERIAS PRIMAS LÍTICAS.....	302
8.2. PROCEDENCIA GEOGRÁFICA DEL MATERIAL LÍTICO Y RUTAS DE MOVILIDAD.....	305
8.2.1. NIVEL M.....	306
8.2.2. NIVEL Oa.....	309
8.2.3. NIVEL P.....	310
8.2.4. RECAPITULACIÓN.....	312
8.3 RADIOS DE MOVILIDAD Y RUTAS DE APROVISIONAMIENTO. SU CONTEXTUALIZACIÓN EN EL REGISTRO DEL SUR DE EUROPA.....	313
9. CONCLUSIONES.....	325
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	331
Índice de Figuras.....	369
Índice de Tablas.....	385

1. INTRODUCCIÓN

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

Este proyecto de Tesis Doctoral se enmarca dentro de la línea de investigación sobre los cambios tecno-económicos durante el Pleistoceno, promovida por el *Insitut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social (IPHES)*. Los objetivos científicos del mismo se resumen en el estudio y reconstrucción paleogeográfica y paleoambiental durante el Cuaternario, así como la profundización en el conocimiento de las dinámicas ocupacionales durante el Pleistoceno.

Dentro de ésta línea de investigación se han desarrollado toda una serie de proyectos científicos en el que está el proyecto del "*Abric Romaní-Cinglera del Capelló*", presentado en el *Departament de Cultura de la Generalitat de Catalunya* con la referencia 2014/100576 y con una duración de cuatro años, 2014-2017, que es la continuación de toda una serie de proyectos desarrollados desde que se fundó dicho Instituto en el año 2005, que a su vez prosiguió con los proyectos iniciados por el *Àrea de Prehistòria* de la *Universitat Rovira i Virgili (URV)* en el año 1988.

Dentro de esta línea de investigación y en el marco de las intervenciones arqueológicas que se vienen realizando en el Abric Romaní desde 1983, se planteó la necesidad de realizar una investigación sobre las materias primas, a través de la caracterización petrográfica, el estudio de los distintos paleoambientes de las litofacies con sílex, sus procesos diagenéticos y la definición de las distintas estrategias de captación y movilidad de los cazadores-recolectores.

Así, surgió este proyecto doctoral, que lleva por título "Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el yacimiento del Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Niveles M, Oa y P".

El yacimiento del Abric Romaní (Capellades, Anoia) fue descubierto por Amador Romaní en 1909 y la primera noticia que se tiene es una publicación del 1912 del mismo descubridor en el "*Capelló*" donde se daba a conocer el descubrimiento y sus primeros hallazgos. Después de esta etapa inicial, los trabajos prosiguieron de forma esporádica y puntual (1957-1962) hasta que en 1983 el *Centre de Recerques Paleo-Eco-Socials* retomó las excavaciones con un proyecto de investigación global que, partiendo de la excavación en extensión, y desde una perspectiva interdisciplinar, pretendía conocer al hombre y su entorno. En 1988 y hasta la actualidad, el proyecto se vincula al *Laboratorio de Arqueologia de Tarragona de la Universitat Rovira i Virgili* primero, y al *Insitut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social* después, bajo la dirección de Eudald Carbonell, donde se ha ido desarrollando una excavación sistemática con la intención de conocer la evolución diacrónica y sincrónica de las ocupaciones

humanas del Abric Romaní y de la Cinglera del Capelló y, la relación con el entono. Es en este marco interdisciplinar, en el del conocimiento integral y del entorno, en el que se desarrolla el presente trabajo.

El estudio de las materias primas líticas pretende conocer, por un lado, cuáles fueron las posibles áreas de captación de las rocas silíceas introducidas en el yacimiento (cabe recordar que el sílex se presenta en casi todos los niveles en porcentajes en torno al 80%). La finalidad es poder llegar a conocer la movilidad de los grupos de neandertales, su territorio de explotación y el tipo de ocupación que se dio en el lugar. Por tanto, éste estudio parte de la idea del intento por conocer al hombre en su entorno natural y no tanto, al hombre en su hábitat doméstico.

Dicho trabajo, parte de un estudio de campo centrado en la localización de las áreas fuente de origen silíceo. Su identificación se hará; primero a través de criterios morfoscópicos de *visu* y con la ayuda de la lupa binocular, con las que estableceremos los principales grupos de materias primas o RMU; para después realizar un análisis petrográfico mediante lámina delgada donde describiremos aspectos mineralógicos, texturales y diagenéticos, y si cabe realizaremos análisis complementarios para conocer mejor los componentes mineralógicos, tanto del material geológico como arqueológico. La intención final es poder asociar el material arqueológico a un área-fuente de materia prima, para poder conocer la explotación del territorio y las rutas de movilidad.

La presente Tesis Doctoral se ha estructurado desde un planteamiento general a lo particular. De esta manera en el **Capítulo segundo** se enumeran los **Objetivos** a los que se quiere llegar con el presente trabajo, teniendo en cuenta el registro arqueológico y geológico al que nos enfrentamos, para poder llegar a la finalidad de éste estudio que es conocer las áreas de captación y las rutas de movilidad de los neandertales que ocuparon los niveles M, Oa y P del Abric Romaní.

El **Capítulo tercero** intenta configurar un **Marco Teórico** general, en el que partiendo de los antecedentes de dicha disciplina, intentamos contextualizar el trabajo en el apartado del estado actual de la cuestión sobre los estudios de materias primas aplicados a la prehistoria, para pasar a definir los principales procesos diagenéticos que rigen las rocas sedimentarias y sus ambientes. Finalmente una breve aproximación etnológica con la idea de describir las principales características del modelo *forager* verso el *collector*, en relación a la territorialidad

y movilidad, con el fin de poder establecer qué tipo de modelo es comparable a los patrones de movilidad y captación de los neandertales que ocuparon el Abric Romaní.

El **Capítulo cuarto** lleva por título **Abric Romaní**, en él, se presenta el yacimiento con su localización, una breve historia de su descubrimiento y de las investigaciones llevadas a cabo, la estratigrafía y la cronología, para luego pasar a describir cada uno de los tres niveles estudiados (M, Oa y P) a través del registro lítico, faunístico, paleoambiental, estructuras de combustión y un pequeño apunte sobre la distribución espacial del nivel.

El **Capítulo quinto** entra de lleno en los **Materiales** que vamos a estudiar: los sílex. Dividido en dos apartados, el primero hace referencia al contexto geológico de las silicificaciones en el entorno del yacimiento, describiendo las principales formaciones geológicas que presenta sílex, teniendo en cuenta su edad, litología y ambiente deposicional, y un segundo apartado en el que se presentan los materiales arqueológicos que estudiamos en la presente Tesis Doctoral.

Una vez definidos los objetivos, los materiales y el marco teórico entramos en aspectos puramente metodológicos. En el **Capítulo sexto** se presenta la **Metodología** utilizada, que se estructura en tres partes. La primera tiene que ver con todo el trabajo de campo (las prospecciones). La segunda parte tiene que ver con los criterios utilizados para las descripciones macroscópicas, a través del microscopio estereoscópico, microscópicas mediante observación de láminas delgadas mediante el microscopio petrográfico, y los análisis mineralógicos complementarios (DRX, μ -DRX y EDS). Por último, la tercer parte en la que se describe la estadística utilizada.

En el **Capítulo séptimo**, entramos en los **Resultados** del trabajo en el que se describen los tipos silíceos con su localización geográfica, los afloramientos documentados, la descripción del encajante mediante lámina delgada, el ambiente deposicional, la abundancia cartográfica de las silicificaciones, la descripción macroscópica y microscópica de las silicificaciones, los análisis complementarios en el caso que se hayan realizado, y por último, la representación en el registro arqueológico.

El **Capítulo octavo** corresponde a la **Discusión** del trabajo, y se ha dividido en tres partes: una primera parte en la que se señalan las zonas de abundancia silícea local y regional; una segunda parte en la que se establece la procedencia del material lítico y las rutas de movilidad a través del cálculo de las abundancias y del test de distribución mediante el Chi-cuadrado para al final comprara los tres niveles estudiados mediante la variable estandarizada o Z-Score;

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

y una tercera parte que compara la procedencia del aprovisionamiento lítico del Abric Romaní con los principales yacimientos del Paleolítico medio del sur de Europa y yacimientos con captación similar del centro de Europa.

Por último, el **Capítulo noveno** se presentan las **Conclusiones** de la Tesis, que se inicia con una recapitulación de los principales rasgos diagnósticos de los tipos sílceos identificados, seguido de las áreas de captación y el radio de forrajeo, para concluir con la procedencia del aprovisionamiento lítico sílceo realizado por los neandertales que ocuparon los niveles M, Oa y P del Abric Romaní.

2. OBJETIVOS

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

El objetivo principal de este proyecto de Tesis Doctoral es el conocimiento de las materias primas de origen abiótico utilizadas por los neandertales que ocuparon el Abric Romaní durante los niveles M, Oa y P. La intención es poder establecer la procedencia geográfica del material arqueológico y así poder conocer las áreas de aprovisionamiento lítico y por consiguiente sus rutas de movilidad. Como la materia prima más utilizada, con unos porcentajes en torno al 80%, es el sílex, nos centraremos en esta litología por ser la más abundante y representativa del registro arqueológico.

Tanto el conocimiento de campo como la cartografía geológica, serán la base del presente trabajo y unos factores fundamentales para el buen desarrollo de esta Tesis Doctoral. Ello nos permitirá localizar el máximo de afloramientos silíceos, con los que podremos dotar de un mayor conocimiento los posibles territorios de aprovisionamiento de materias primas, y así poder acotar mejor las posibles rutas de movilidad y en general el comportamiento de los neandertales fuera del espacio doméstico, es decir, en el espacio natural. Los afloramientos o áreas-fuente serán muestreados para poder realizar las distintas analíticas que nos permitirán una buena adscripción del material arqueológico, como el análisis petrográfico mediante lámina delgada y el análisis mineralógico complementario por DRX y μ -DRX principalmente, que permitirán la descripción de los principales rasgos petrográficos y mineralógicos de las silicificaciones y sus rocas encajantes.

En definitiva, los principales objetivos que nos hemos propuesto para el presente trabajo son:

- Procedencia geográfica del material arqueológico en sílex. Mediante el estudio de las silicificaciones en el entorno del Abric Romaní, pretendemos localizar y conocer las formaciones geológicas con silicificaciones aflorantes. A partir de la caracterización de las áreas-fuente mediante el conocimiento del espesor máximo, espesor aparente del afloramiento con el encajante y las silicificaciones, el índice de contenido silíceo, el aporte teórico de sílex de la formación geológica al territorio, la estimación de la superficie de sílex aflorante y la abundancia de los distintos tipos silíceos, se analizará la disponibilidad de las materias primas en el territorio.
- Caracterización petrográfica de las silicificaciones y sus rocas encajantes. Mediante criterios macroscópicos y microscópicos, así como análisis complementarios (DRX, μ -DRX, EDS), pretendemos describir y clasificar el material aflorante y su encajante, asociándolo a una litofacies y, por tanto, a su ambiente deposicional.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- Caracterización petrográfica del material arqueológico y asociación a la colección de referencia. La asociación del material arqueológico a un tipo de silicificación descrita en el entorno geológico permitirá establecer posibles áreas de aprovisionamiento.
- Conocer las áreas de aprovisionamiento y así establecer los patrones de movilidad de los grupos de neandertales que ocuparon los niveles M, Oa y P del Abric Romaní.

3. MARCO TEÓRICO

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

3.1. INTRODUCCIÓN

La **materia prima** es todo aquel material en estado bruto, en nuestro caso abiótico, que forma parte de una cadena de producción al que se le aplica una fase primaria de trabajo con el objetivo de efectuar posteriores transformaciones que permitan la obtención de un producto. Esta cadena de producción es lo que en prehistoria se conoce como *cadena operativa* (Leroi-Gourham, 1964), entendida como una transformación de la materia prima en producto (Cresswell, 1976 en Vaquero, 1997). Es decir, el proceso flexible que va desde la selección hasta el abandono del objeto, pasando por su gestión y uso (Geneste, 1992; Guilbaud, 1995).

En nuestro caso los recursos abióticos son la materia prima de estudio, más concretamente los objetos o soportes líticos. Tradicionalmente, los estudios sobre materias primas líticas han girado en torno a las rocas silíceas. Se consideran como tal toda roca cuyo principal constituyente esté formado por minerales de sílice (SiO_2) con un porcentaje mayor al 50% (Bustillo, 1992). Sus excelentes cualidades para la talla y la abundancia de afloramientos, han hecho que fuese la materia prima básica en la prehistoria. Además, la fuerte tradición francesa, centrada en estudios de materias primas de origen silíceo, y la atención que los geólogos han tenido históricamente hacía estas rocas, ha provocado que la investigación en prehistoria se haya centrado en este tipo de material.

3.2. BREVES ANTECEDENTES SOBRE EL ESTUDIO DE LAS MATERIAS PRIMAS LÍTICAS EN PREHISTORIA

Históricamente todos los estudios de materias primas en prehistoria se han centrado en las rocas silíceas, por consiguiente, los antecedentes en éste ámbito, forzosamente han de venir de la mano de este tipo de material. Tomando como principal fuente la obra de B. E. Luedtke "*An archaeologist's guide to chert and flint*" publicada en 1992, la autora nos presenta la historia de las investigaciones en tres fases: anterior a 1945, entre 1945 y 1970 y a partir de 1970.

1. Antes de 1945

Es a finales del s. XIX y principios del XX cuando se dan los primeros estudios que analizan las texturas del cuarzo en cierto tipo de rocas. Esto se refleja en los trabajos de Munier-Chalmas (1890), Lacroix (1901) y Cayeux (1929), que establecieron las bases petrológicas de las mismas.

Paralelamente, en Francia se publican los primeros trabajos sobre las materias primas líticas utilizadas en la Prehistoria, con los trabajos de Lartet y Christy (1869), Combes (1888) y Boule (1892). En Alemania se llevan a cabo los primeros trabajos sobre la materia prima lítica de diversos yacimientos arqueológicos desde una perspectiva petrográfica mediante la caracterización de los restos líticos (Keller, 1920 y Deecke, 1933 en Mangado, 2005). En la Península Ibérica destaca la publicación del estudio "*Sobre las formas fibrosas de la sílice del Terciario castellano*" de Fernández Navarro (1912).

2. Entre 1945 y 1970

En esta época, en Francia, se incrementan los estudios de los materiales líticos silíceos de los conjuntos arqueológicos, primero con un enfoque tecnológico se intenta clasificar el tipo de roca y establecer *a grosso modo* su origen, como lo demuestran los estudios de Laming (1952), Coulonges y Sonnevile-Bordes (1953), Bordes y Soneville-Bordes (1954). Más especializado, utilizando técnicas de la geología, fue Valensi (1955), el cual introduce el estudio micropaleontológico para la caracterización de los diferentes tipos de sílex. Con intención de establecer su origen, Nouel (1961), hace una revisión de colecciones antiguas de Beauce, Sologne y Gâtinais atribuyéndole al sílex un origen Gran-Pressigny (Indre y Loira). También es un momento en el que se inicia la creación de las primeras litotecas regionales, como el caso de la Litoteca de la Cuenca de Aquitania; promotora de muchas y que tuvo gran importancia en sus inicios (Tarriño, 2006).

A nivel del estudio mineralógico de los componentes de la sílice, el creciente interés por el cuarzo para los aparatos de radio a raíz de la II Guerra Mundial, generó un período en el que hubo un fuerte desarrollo tecnológico y se incrementó el trabajo de laboratorio. Otros elementos que ayudaron al desarrollo del mismo fueron las invenciones del microscopio electrónico y el análisis isotópico del oxígeno.

3. A partir de 1970

Se da con el inicio de la aplicación de técnicas analíticas físico-químicas que se suman al corpus metodológico aplicado desde la década sucesiva (Masson, 1981; Demars, 1982; Geneste, 1985, Séronie-Vivien y Séronie-Vivien, 1987). Todo ello lleva a finales de la década de los 70' al aumento de la producción de trabajos científicos con esta nueva metodología aplicada al mundo de la arqueología prehistórica (De Bruin *et al.*, 1972; Bush, 1975; Das, 1975; Malissen, 1977; Luedtke 1978 y 1979, y Masson, 1979). La aplicación de una metodología adecuada fundamentada en criterios científicos, no arbitrarios y cuantificables estadísticamente, dota a los estudios de materias primas de los requisitos básicos para toda investigación científica.

Todo ello supuso el despegue definitivo de este tipo de estudios en el sudoeste europeo. La consolidación se produjo con la participación de investigadores de estos países en los distintos *International Flint Symposium* (los primeros fueron en Maastricht, 1975 y Brighton, 1983) que a partir de entonces se realizaron en esta zona (Burdeos, 1987 y Madrid, 1991). Los últimos que se han celebrado son los de Varsovia (1995) y Bochum (1999). Posteriormente, una comisión de la Unión Internacional de *Sicences Prehistóriques et Protohistoriques* (UISPP) ha sido la encargada de retomar este tipo de congresos centrados en la minería del sílex (París, 2007; Madrid, 2009; Viena, 2010). Actualmente con los *International Symposium of Knappable Materials* (Rumania, 2013; Barcelona, 2015) se pretende dar un enfoque más geológico a dichos estudios con la idea de generar debate en torno a la caracterización de las fuentes líticas, petrología del sílex, litotecas y materiales preciosos.

El desarrollo de esta disciplina en la Península Ibérica no se entendería sin los trabajos realizados por A. Masson (1981) y P.Y Demars (1982) y el acalorado debate que se produjo. En 1982 se publica en Francia la tesis doctoral de P.Y. Demars (1982a) (fue presentada en 1980), suscitando gran controversia entre diversos autores, principalmente A. Masson (Masson, 1982 y 1983; Demars, 1982b). La principal crítica de A. Masson a P.Y Demars era la utilización de criterios macroscópicos, o lo que es lo mismo *a visu*, y no petrográficos para la identificación del material. Todo ello, según Masson comportaba inexactitudes y errores. Además, la misma autora criticaba otros aspectos metodológicos de miembros del mismo equipo de Demars de la Universidad de Burdeos, como es el caso de C. Torti (1980), al cual le criticaba la falta de contrastación de la información bibliográfica con el trabajo de campo y el conocimiento de la geología regional.

A raíz de estos debates, en la Península Ibérica, se postularon tres posiciones: los arqueólogos que, siguiendo los postulados de Demars, centraron el estudio de las materias primas líticas a partir de criterios macroscópicos; aquellos que con incursiones puntuales empezaron a introducir técnicas analíticas propias de la Geología como la microscopia y los análisis físico-químicos (Doce y Alcobé, 1997) y, la que prospera actualmente y nosotros aplicamos, en la que arqueólogos y geólogos, basándose en criterios geológicos como la petrología, los análisis físico-químicos y la geología de campo (geología regional y ambientes deposicionales) establecen el origen del material lítico de los diferentes yacimientos arqueológicos estudiados (Terradas, 1995; Mangado, 2005; Tarriño, 2006; Sánchez, 2014; Soto *et al.*, 2014; Soto, 2015).

Volviendo a los orígenes de este tipo de estudios en la Península Ibérica, su auge en la década de los 90' del siglo pasado, suscitó la creación de toda una serie de reuniones que canalizaron

el debate sobre los estudios de materias primas líticas en Prehistoria. Es el caso de las *Reuniones Nacionales de Geoarqueología* (Barcelona 1990 y Madrid 1992) y la reunión internacional *Tecnología y Cadenas Operativas Líticas* (Barcelona, 1991). A partir de aquí se empieza a publicar y a discutir de forma especializada diferentes aspectos sobre esta temática por parte de jóvenes investigadores. Posteriormente, las diversas reuniones sobre Trabajos de Aprovisionamiento de Recursos Líticos en la Prehistoria (Valencia, 1994; Gavà, 1997; Loja, 2004; Cádiz, 2007) continuaron con la herencia de las primeras reuniones científicas.

3.3. TERMINOLOGÍA Y DEFINICIÓN DE LAS ROCAS SILÍCEAS

La palabra que en nuestro país tradicionalmente ha definido de un modo genérico las rocas silíceas ha sido **Pedernal**. No obstante, a partir de mediados del s. XX ésta ha caído en desuso y en la literatura geológica y arqueológica actual, ha sido totalmente desplazada por los términos **Sílex** y **Chert**.

El término **Pedernal** tiene un uso muy antiguo. El primer documento que lo cita es el *Diccionario Latino-Español* de Antonio de Lebrija de 1492 en el que viene citado como significado de la voz latina *silex*, *-icis* (Colón y Soberanas, 1979 en Tarriño, 1998). Actualmente el *Diccionario de la Lengua Española* (Real Academia Española de la Lengua, 22ª edición, 2001) lo define como:

“variedad de cuarzo, que se compone de sílice con muy pequeñas cantidades de agua y alúmina. Es compacto, de fractura concoidea, translúcido en los bordes y lustroso como la cera y por lo general de color gris amarillento más o menos oscuro. Da chispas al ser herido por el eslabón”

El origen de la palabra **Sílex** proviene del latín *silex*, *-icis*, que significa piedra dura (dureza 7 en la escala de Mohs). Empezó a ser utilizada en Francia en el siglo XVI para denominar un tipo de roca empleada en la construcción de edificios y por metonimia, se aplicó al material con que se confeccionaron los útiles prehistóricos (Rey *et al.*, 1992 en Tarriño, 1998). En España, fue introducido en el s. XVIII como sinónimo de Pedernal con el trabajo de Bowles, que hizo una síntesis de la Historia Natural y Geografía física de España en 1775, y donde citó los principales lugares donde se puede encontrar este tipo de roca en la península (Tarriño, 2006).

El **Chert** es un término inglés equivalente a sílex. Su origen es incierto. En la literatura anglosajona se suele emplear junto a la palabra *flint*, aunque en realidad este último término ha sido utilizado en Gran Bretaña para definir un tipo de chert de origen cretácico, de forma

nodular y de gran calidad que se localiza en las cretas del sudeste de Inglaterra. Hoy en día, el problema, es que tanto un término como otro se usa indistintamente creando gran confusión al respecto. Uno de los autores que ha pretendido hacer una revisión terminológica sobre estos conceptos ha sido B. E. Luedtke (1992), exponiendo sus usos pero sin llegar a ninguna conclusión. Recientemente, Rapp (2014) haciendo una revisión del origen del término "lítico" utilizado en arqueología, cita que si bien el primero en utilizar el término *flint* en referencia a los artefactos líticos fue Lyell en 1863, cuestiona su uso general para hablar de rocas silíceas de origen sedimentario químico, como podría ser chert o calcedonia.

En definitiva, y siguiendo textualmente las conclusiones a las que llega Tarriño (1998: 153), *"siempre que se hable de Sílex, Chert o Pedernal se estará haciendo referencia de un modo genérico a una roca silícea sedimentaria diagenética de variada apariencia externa, con un reducido contenido en agua, constituida mayoritariamente por reemplazamiento temprano de sílice que preserva las texturas sedimentarias, componentes orgánicos, fragmentos de roca, etc., del sedimento original en el cual ha operado la diagénesis."*

No obstante, como bien plantea Tarriño (1998; 2006) un sílex se le podrá denominar de diferentes maneras en función de: 1) el tipo de afloramiento, 2) el ambiente de formación, 3) el contenido en organismos silíceos, 4) el contenido de impurezas y 5) en la composición mineralógica.

1) El tipo de afloramiento. Según el tipo de afloramiento hablaremos de:

Silexita: término de origen francés utilizado para los sílex que aparecen en capas de color oscuro, opaco, mate y de fractura irregular (Cayeux, 1929). También se utiliza para denominar a las rocas ígneas (volcánicas) compuestas por cuarzo primario entre un 60 y 100%. Comúnmente en este caso se le denomina cuarzolita (Streckeisen, 1976).

Trípoli: utilizado para designar rocas sedimentarias que aparecen como masas terrosas o pulverulentas, producto de la meteorización del sílex o calizas silíceas. Son porosas, friables y de colores claros, principalmente blancos, grises, rosados o amarillentos. Localmente pueden recibir el nombre de *Rottenstone* o *Novaculita*.

Lidita: roca silícea que aflora finamente interestratificada en formaciones del Paleozoico. Sus características suelen ser coloración oscura, mate y con fractura conoidal.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

2) Según el ambiente de formación hablaremos de:

Silcreta: se forma por silicificación superficial, asociada a condiciones morfoclimáticas específicas, que cementan y/o remplazan una roca previa, por lo que pueden presentar una infinidad de texturas. Dentro de las silcretas hablaremos de las *edafogenéticas*, si se han formado cerca de la superficie del suelo, bajo influencia directa del clima, o de *niveles freáticos*, si se ha formado en profundidad y asilada de la influencia climática.

Meulier: del francés piedra de moler, se emplea para designar las silicificaciones en calizas lacustres del terciario de la cuenca de París (Cayeux, 1929). Son similares a los accidentes silíceos del Terciario continental ibérico. Son masas irregulares, redondeadas y a veces masivas o cavernosas, por disolución o brechicas, de color gris, amarillento, formada por calcedonia y cuarzo, y a veces ópalo.

3) El contenido de organismos silíceos:

Diatomita: sílex formados por la acumulación de caparzones de diatomeas, es decir, estructuras opalinas de algas unicelulares muy frecuentes desde el Cenozoico y de origen marino o lacustre. Se presenta en formas pulverulentas, ligeras y de gran porosidad.

Radiolarita: roca silícea formada esencialmente por esqueletos silíceos de radiolarios; protozoos marinos planctónicos de esqueleto opalino que se acumula en zonas de aguas profundas. Se presenta en nódulos o bancos regulares y continuos de pocos centímetros de espesor, de color rojizo o violáceo.

Espiculita: como su nombre indica es un sílex formado por la acumulación de espículas de esponjas. Aparecen en sedimentos carbonatados de plataformas someras. Han sido la mayor fuente de sílice de las aguas superficiales desde el comienzo del Paleozoico hasta nuestros días.

4) Según el contenido de impurezas:

Chaille: término francés utilizado para designar nódulos silíceos ricos en carbonatos formados dentro de las calizas del Jurásico marino de la cuenca de París (Cayeux, 1929). Está formada por calcedonia, cuarzo y ópalo, de color marrón, mate, opaco y ausencia de pátina o córtex debido al tránsito gradual de la silicificación a la roca encajante.

Jaspe: roca silícea rica en impurezas de óxidos de hierro. Se relaciona con ambientes hidrotermales, aunque también puede relacionarse con facies volcánicas o depósitos ricos en hierro. Formado por cuarzo criptocristalino, puede ser opaco o translúcido y con fractura

concoide. Su coloración variará según las impurezas; rojo a violáceo, gris a negro, marrones, y a veces verdes y amarillos.

Porcelanita: término empleado para designar silicificaciones con alto contenido en arcillas, independientemente de cual sea su génesis. Su aspecto suele recordar a la porcelana, de aquí el nombre. Formada por ópalo CT, presenta fractura concoide y se presenta menos densa y vítrea que el sílex.

5) La composición mineralógica:

Calcedonia: sílex compuesto por las variedades fibrosas del cuarzo. Presenta una transparencia translúcida, brillo céreo, con morfologías botroidales y con colores que varían de blanco a gris o azul. Suelen rellenar las cavidades de las rocas y en función de su estructura sedimentaria pueden denominarse *ágatas* u *ónices*. *Ágata*; variedad que presenta capas de calcedonia que se alternan con diferentes porosidades que se apilan rítmicamente. Las bandas se presentan generalmente como finas capas paralelas, curvadas y concéntricas. *Ónice*; se diferencia de las ágatas por presentar las capas en planos paralelos.

3.4. EL SÍLEX

3.4.1. COMPOSICIÓN

Los minerales de la sílice que encontramos en los sílex son principalmente el cuarzo α , y en menor medida la moganita, la cristobalita, la tridimita y el ópalo A.

El cuarzo α o sílice cristalina es uno de los minerales más abundantes y comunes de la tierra, ya que se genera en todos los ambientes. Posee un brillo que puede variar de vítreo a craso y una fractura de tipo concoide. No tiene ningún tipo de exfoliación y su dureza es 7 en la escala de Mohs. Su presencia en rocas sedimentarias es abundante apareciendo en formas criptocristalinas (calcedonia), en microcristales (cuarzo hialino o cristal de roca) o bien es informe (cuarzo filoniano). Según Knauth (1994) el cuarzo α se puede clasificar en tres tipos de variedades cristalinas:

- *Megacuarzo*: aparecen como cristales macroscópicos y su tamaño es superior a las 20 μm .
- *Microcuarzo (o cuarzo microcristalino)*: es la fase dominante en las rocas silíceas sedimentarias. Está formado por cristales del tamaño de pocas micras, generalmente

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

entre 1 y 10 μm . Posee un contenido de agua que oscila entre el 0,1 y el 0,3 % en peso (Flörke *et al.*, 1982 en Tarriño, 1998).

- *Sílice fibrosa (chalcedonia)*: está formada por una asociación de fibras que se constituyen de diminutos cristales de cuarzo no visibles al microscopio óptico. Las fibras se pueden desarrollar irradiándose a partir de un centro (esferulitos) o crecer en una misma dirección (botroidal). Según como las fibras se encuentren dispuestas, es decir, paralelas o perpendiculares al eje cristalográfico, hablaremos de *length-slow chalcedony* para las primeras y *length-fast chalcedony* para las segundas. La presencia de *length-slow chalcedony* se relaciona con ambientes evaporíticos (Cayeux, 1929; Folk y Pittman, 1971; Bustillo, 1976; Arbey, 1980; Parcerisas, 1999). La sílice fibrosa es una fase presente en la práctica totalidad de las rocas síliceas, pero generalmente aparece como constituyente minoritario. Posee un contenido de agua mayor que las formas microcristalinas, entre un 0,5 y un 2% en peso (Graetsch, 1994).

La moganita es un nuevo polimorfo de la sílice que está presente de manera habitual en todas las rocas síliceas sedimentarias en porcentajes que oscilan desde el 1% al 20% (Heaney y Post, 1992). Descubierta en la década de los 70' del siglo pasado en los depósitos de ignimbritas de la localidad de Mogán (Gran Canarias) por Flörke *et al.* (1976) mediante estudios de difracción de rayos X (Bustillo, 2002). Recientemente la International Mineralogical Association (IMA) ha reconocido su existencia como una variedad microcristalina que cristaliza en el sistema monoclínico (Grice *et al.*, 2000). Bajo el microscopio de luz polarizada presenta una textura microcristalina y a veces fibrosa. Cuando es así, las fibras se disponen irregularmente formando haces o manojo con un carácter óptico de elongación positiva o *length-slow* (Bustillo, 2002; Tarriño, 2006). Como comenta Knauth (1994) parece que éste polimorfo se presenta en mayores cantidades en rocas formadas en ambientes evaporíticos por lo que podría ser un indicador de dichos ambientes como lo son las formas fibrosas de elongación positiva o *length-slow*.

El ópalo o sílice opalina no es un mineral *sensu stricto*, ya que al ser esencialmente amorfo no se considera un polimorfo de la sílice, teniéndolo que definir como “mineraloide”. Presenta un brillo vítreo y tacto resinoso. Sus colores son muy variados, oscilando desde el incoloro (hialino) hasta el negro pasando por el blanco. Su dureza es menor que las variedades cristalinas del cuarzo, principalmente porque posee un mayor contenido en agua, pudiendo llegar hasta un 20%, aunque normalmente va del 3 al 9% en peso. Los caparzones de los radiolarios (zooplancton marino), las diatomeas (fitoplancton marino o no marino) y las

esponjas silíceas (marinas o no marinas) están compuesta por sílice opalina. Dentro de este grupo podemos dividirlo en dos categorías (Graetsch, 1994):

- *Ópalos microcristalinos*: el más abundante es el ópalo C-T, formado de cristobalita/tridimita. Comúnmente aparece como diminutos agregados esféricos formados por delgadas hojas de cristal que se desarrollan cuando rellenan cavidades con espacio libre para su crecimiento.
- *Ópalos no cristalinos*: también denominados ópalo A (amorfo). En la naturaleza esta forma de sílice está esencialmente sintetizada por organismos silíceos (diatomeas, radiolarios, espículas de esponjas, etc.).

En la siguiente tabla podemos sintetizar los diferentes polimorfos de la sílice (**tabla 3.1**):

Polimorfo	Simetría	Peso Específico	Dureza (Mohs)	Tª Cristalización (1 atm. P.)	Inversión a forma baja (1 atm. P.)
Estisovita*	Tetragonal	4,35	-	-	-
Coesita*	Monoclínico	3,01	-	-	-
Cuarzo α	Hexagonal	2,65	7	574°C	-
Cuarzo β	Hexagonal	2,53	-	870°C	573°C
Tridimita α	Monoclínico	2,26	6,5-7	1.670°C	-
Tridimita β	Hexagonal	2,22	-	-	120-140°C
Cristobalita α	Tetragonal	2,32	6-7	1.710°C	-
Cristobalita β	Cúbico	2,20	-	-	268°C

Tabla 3.1. Sistemas cristalinos y temperaturas de cristalización-inversión de los distintos polimorfos de la sílice. Datos de Hurlbut y Klein (1982) en Tarriño, 1998. * Polimorfos de alta presión que no se encuentran en rocas silíceas sedimentarias.

3.4.2. DIAGÉNESIS

3.4.3.1. Definición

Según el *Diccionari de Geologia* (Institut d'Estudis Catalans, 1ª edición, 1997), la diagénesis es el conjunto de cambios fisicoquímicos/biológicos que experimenta todo sedimento desde que se deposita hasta que forma una roca coherente, por efecto de la presión, la compactación, la pérdida de agua, la cementación, el calentamiento geotérmico y la reordenación de las partículas minerales.

3.4.3.2. Antecedentes a los estudios de la diagénesis en rocas silíceas

Fruto del creciente interés en la formación del *flint* de las cretas cretácicas del sur de Inglaterra, las primeras investigaciones en relación a la diagénesis de las rocas silíceas se desarrolló en torno a tres teorías: las **singenéticas**, las **penecontemporáneas** y las **epigenéticas** (Shepherd, 1972).

Las primeras teorías **singenéticas** se remontan al s. XIX. Consideraban que todos los sílex eran simplemente el resultado de la fosilización de esponjas silíceas. Posteriormente, se perfeccionó esta teoría considerando en resumen que, por un lado, el sílex no sólo provenía de las esponjas silíceas sino de cualquier organismo de pared opalina y, por otro, que su origen no era el resultado directo de la fosilización de estos organismos, sino de la combinación del amoniaco que desprenden al morir y de la sílice en un determinado ambiente. Es decir, todos estos elementos reaccionarían en el agua del mar provocando aguas supersaturadas en sílice que precipitaría en el fondo y posteriormente, por presión, estos geles de sílice se convertirían en sílex.

En la actualidad, las estructuras sedimentarias observadas en el interior de los sílex, así como las pruebas evidentes de fenómenos de substitución de la calcita por sílice, hacen que la hipótesis según la cual los nódulos de sílex tendrían su origen en las masas de geles silíceos depositados en un mismo momento que el sedimento, está totalmente abandonada.

Las teorías **penecontemporáneas** se basaban en el principio que los barros calizos alcanzan cada vez una mayor profundidad de enterramiento. Debido a la presión, el agua que contiene es expulsada del sedimento, mientras que las partículas de sílice permanecerían retenidas en el interior y, por concentración, rellenarían las cavidades dejadas por el agua. A pesar que la presencia de sílice coloidal en el agua marina nunca se ha puesto en duda, no se ha constatado la existencia de ningún proceso que por si mismo lleve a la concentración de la sílice en los barros de los fondos oceánicos.

Por último, la teoría que hoy en día sigue vigente, la **epigenética**. Considera que si bien la formación de la creta se dio con la de los niveles de organismos silíceos intactos e inalterados, la mayor deposición de la sílice se produjo tras el levantamiento de los niveles de caliza respecto al nivel del mar. Fruto de la exposición y la erosión, los organismos silíceos se disolverían por la acción de las aguas meteóricas y, se volverían a depositar como sílice microcristalina en los niveles inferiores de las calizas a través de los planos de fracturación.

Entre los años 1960 y 1990 se llegó a un consenso sobre la formación teórica del sílex, que es la que hoy en día se sigue aceptando. La idea de precipitación directa de la sílice como gel fue sustituida por la idea de la formación del sílex a partir de la substitución de sedimentos preexistentes. El punto de partida fueron los resultados obtenidos del proyecto norteamericano sobre el estudio y muestreo de los fondos oceánicos *Deep Sea Drilling Project* (DSDP, 1966-2003), que vino a demostrar los procesos diagenéticos bajo los que se forman los sílex. La culminación de esta fase iniciada en los años 70' fue con la celebración en la década

de los 80' de numerosos congresos internacionales sobre depósitos silíceos (*Internacional Conferences on Siliceous Deposits*) con abundantes contribuciones de numerosos autores especializados en la materia.

3.4.3.3. Fases diagenéticas

Los procesos diagenéticos que conforman las rocas, y en nuestro caso el sílex, son muchos. Entre ellos destacan la compactación, cementación, reemplazamiento, autigénesis mineral, recristalización y el crecimiento de concreciones y nódulos. Para establecer las diferentes fases o estadios diagenéticos, Fairbridge (1967) propuso un esquema general para cualquier tipo de sedimento, estableciendo los estadios diagenéticos en relación a las partículas de sedimento y cuando estas se depositan y quedan enterradas (**figura 3.1**). Según este autor, los tres estadios diagenéticos son: sindiagénesis, anadiagénesis y epidiagénesis.

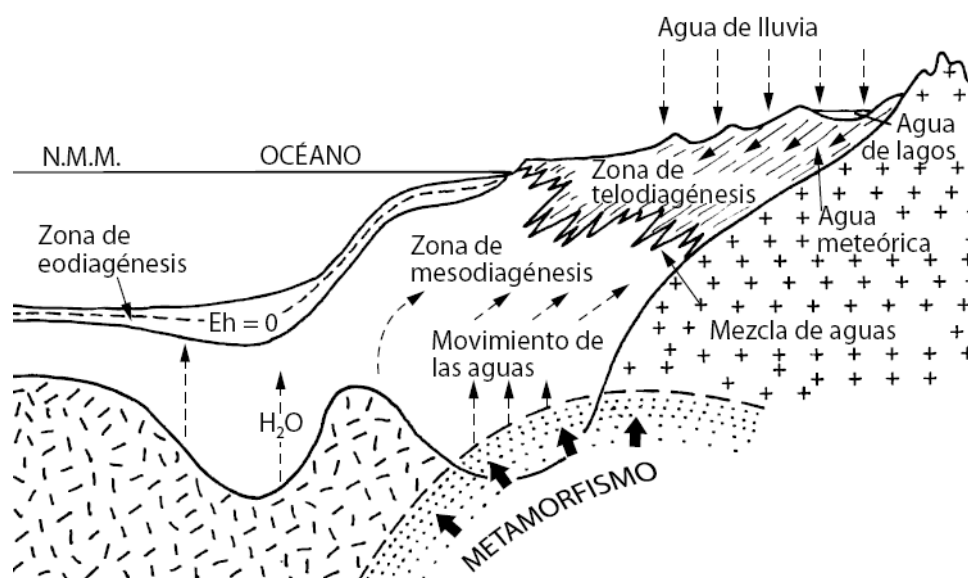


Figura 3.1. Estadios diagenéticos según Fairbridge (1967) en Marfil y Caja (2010) representados en un perfil idealizado de un margen continental.

1. Sindiagénesis

Fase de sedimentación. A pesar que el límite inferior de la diagénesis es impreciso y progresivo comienza cuando las partículas, granos o clastos tocan el fondo. Se caracteriza por la presencia de aguas que son expulsadas muy lentamente. En primer lugar, se forma un espesor que va de escasos milímetros a 50 cm. En este momento se descompone la materia orgánica, producto de la actividad de organismos bioturbadores, generando gran cantidad de CO₂. Posteriormente, cuando el espesor ya es considerable, de 1 a 100 m, el ambiente ya no es oxidante (presencia de oxígeno) sino reductor (ausencia de oxígeno). Es en este momento

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

cuando actúan las bacterias anaerobias. La duración de toda esta fase puede oscilar entre los 1.000 y 10.000 años.

2. Anadiagénesis

Se trata de la fase intermedia o enterramiento profundo. Los principales procesos son la compactación del sedimento y la maduración del mismo, bajo una presión de enterramiento creciente y la expulsión de los fluidos del sedimento que se está compactando. Es la fase de litificación del sedimento. La profundidad puede ser del orden de 10.000 m. Su duración va de los 10 a los 10 millones de años.

3. Epidiagénesis

Fase que tiene lugar tras el levantamiento o exhumación de la roca. Durante esta fase las aguas meteóricas afectan al depósito disolviéndolo y redepositándolo. Los principales procesos epidiagenéticos son la rehidratación y la oxidación.

La otra propuesta es el sistema de clasificación de Choquette y Pray (1970), en el que se relaciona la diagénesis con la porosidad, reconociendo tres estadios en la que la porosidad se va modificando: eogénica, mesogénica y telogénica (figura 3.2).

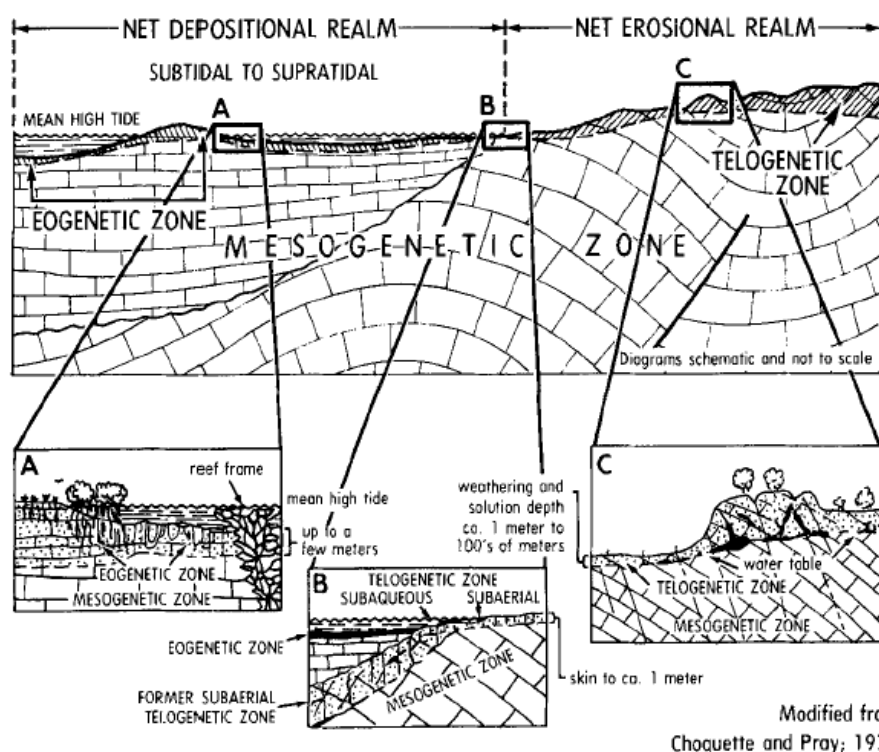


Figura 3.2. Estadios diagénéticos según la evolución de la porosidad de Choquette y Pray (1970) en Moore (1989).

1. Eogénica

Es el estadio del intervalo de tiempo entre que un sedimento se ha depositado hasta que es enterrado bajo la influencia de procesos diagenéticos. En general los sedimentos y rocas de zonas eogénicas son mineralógicamente inestables o están en el proceso de estabilización. La modificación de la porosidad por disolución, cementación y dolomitización es rápida y volumétricamente muy importante. Los ambientes diagenéticos que se dan en este estadio son: meteórico-freático, meteórico-vadoso, marino superficial y profundo y marino evaporítico.

2. Mesogénica

Es el estadio de enterramiento profundo. La mayoría de los sedimentos permanecen en este régimen la casi totalidad de su historia diagenética. En general, en este estadio hay muy poca modificación de la porosidad, pero por contra sí que hay mucha destrucción de la misma por procesos de compactación; fenómeno muy común en esta fase diagenética (compactación mecánica/física y luego química). Dichas modificaciones se restringen a la precipitación y disolución de fases minerales autigénicas (cementación-reemplazamiento-disolución y disolución por presión).

3. Telogénica

Relacionada con la erosión de rocas antiguas, tiene que ver con la emersión y su posterior erosión debido a levantamientos tectónicos. Los procesos meteóricos son aquellos que controlan esta fase afectando a las rocas. Las porosidades más comunes son desde pequeñas vacuolas hasta grandes cavernas; estos últimos como consecuencia de procesos de karstificación.

En definitiva, desde los años 70' del siglo pasado, la diagénesis se ha subdividido en tres etapas: diagénesis temprana (sindiagénesis o eogénica), diagénesis de enterramiento (anadiagénesis o mesogénica), y diagénesis de emersión (epidiagénesis o telogénica) (Fairbridge 1967; Choquet y Pray, 1970).

La diagénesis temprana incluye los procesos que suceden en superficie o a poca profundidad y está muy condicionada por el ambiente de sedimentación, clima y los cambios en el nivel del mar. Durante esta fase las temperaturas y, por tanto, las velocidades de las reacciones químicas son relativamente bajas. Esto permite la persistencia de fases metaestables o la

precipitación de nuevos minerales (por ejemplo: ópalo, calcita, etc.), que a su vez permiten una cristalización más rápida y una consecuente transformación en fases estables (cuarzo, dolomita, etc.). Por contra, durante la diagénesis de enterramiento, las velocidades de flujo de las aguas intersticiales son lentas, ya que tanto la permeabilidad y la porosidad son bajas. Sin embargo, por tener temperaturas más elevadas, las reacciones químicas son más rápidas. Por tanto, en esta fase los minerales suelen estar en equilibrio. En estas condiciones, ante desequilibrios causados por cambios de temperatura, composición o presión de los fluidos, el sistema roca-agua responde rápidamente con reacciones de disolución-precipitación que restablecen el equilibrio.

3.4.3.4. Principales procesos durante la diagénesis en las rocas silíceas

Los principales procesos diagenéticos de las rocas silíceas son: la **cementación**, el **envejecimiento o maduración** y la **recristalización del cuarzo** (Bustillo, 1980).

La **cementación** es el proceso que genera las estructuras más características de las rocas silíceas, ya que en el relleno de los huecos los minerales silíceos pueden tener superficies libres de crecimiento, pudiendo mostrar los hábitos más característicos. La cementación típica de una porosidad, aunque no la única, presenta una variación de las texturas desde las paredes hacia el interior, que implica una mayor lentitud en el crecimiento de las mismas. Así, los primeros revestimientos suelen ser de ópalo fibroso o calcedonia, mientras que en el centro se forman los mosaicos de megacuarzo.

En relación a las texturas de cementación del cuarzo, son la calcedonita y los mosaicos de cuarzo los más frecuentes (Willson, 1966). La cuarcina, a pesar de ser poco frecuente, también puede aparecer, pero suele restringirse a cementaciones de sílex opalinos (Bustillo, 1976; 1980).

El **envejecimiento o maduración** es el nombre actual que recibe el fenómeno, conocido antiguamente, de que el ópalo con el tiempo pasaba a originar cuarzo (Bustillo, 1980). Los datos obtenidos por el *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) han podido desglosar el fenómeno, reconociendo a grandes rasgos los siguientes pasos: la evolución de ópalo A (ópalo biogénico) a ópalo C-T y la transformación del ópalo C-T en cuarzo (**figura 3.3**). Conceptualmente, según la mayoría de autores, el primer paso se da por una reacción que provoca la disolución del organismo silíceo y la consiguiente precipitación de la sílice bajo la forma de ópalo C-T. El segundo se daría a partir de distintas fases de disolución-precipitación.

Como viene demostrándose desde hace tiempo, la temperatura y el tiempo son dos de las variables que condicionan este proceso (Aoyagi y Kazamat, 1980; Rad y Rösch, 1974 en Bustillo, 1980). Se calcula que la completa transformación a cuarzo requiere unos 70-90 Ma, mientras que el paso de ópalo biogénico a ópalo C-T unos 25 Ma. La temperatura necesaria para la transformación de ópalo A a ópalo C-T son unos 250 kg/cm³ a 45°C, y de ópalo C-T a cuarzo unos 660 kg/cm³ a 69°C. Actualmente, sigue siendo válida para sedimentos marinos profundos, perdiendo importancia en sedimentos marinos de plataforma de mares poco profundos, que en ocasiones se encuentran sometidos durante la diagénesis a grandes cambios geoquímicos (Knauth, 1994). Otros factores que influyen en la maduración son: la composición química de las aguas intersticiales del sedimento, el pH, la permeabilidad, la presión y la tectónica (Bustillo, *Op. cit.*).

La **recristalización del cuarzo** es el proceso que sufren los sílex de cuarzo en las texturas sin variar su mineralogía (Bustillo, *Op. cit.*). En el caso de considerar este proceso en función del tiempo y la temperatura, podríamos considerarlo como el último paso del proceso de envejecimiento. El proceso de transformación de las texturas del cuarzo es casi inexistente en la bibliografía, por lo que no se tienen datos de sondeos sobre las diferentes texturas que puede presentar un sílex de cuarzo en función del tiempo, profundidad de enterramiento o temperatura *in situ* (Bustillo, *Op. cit.*)

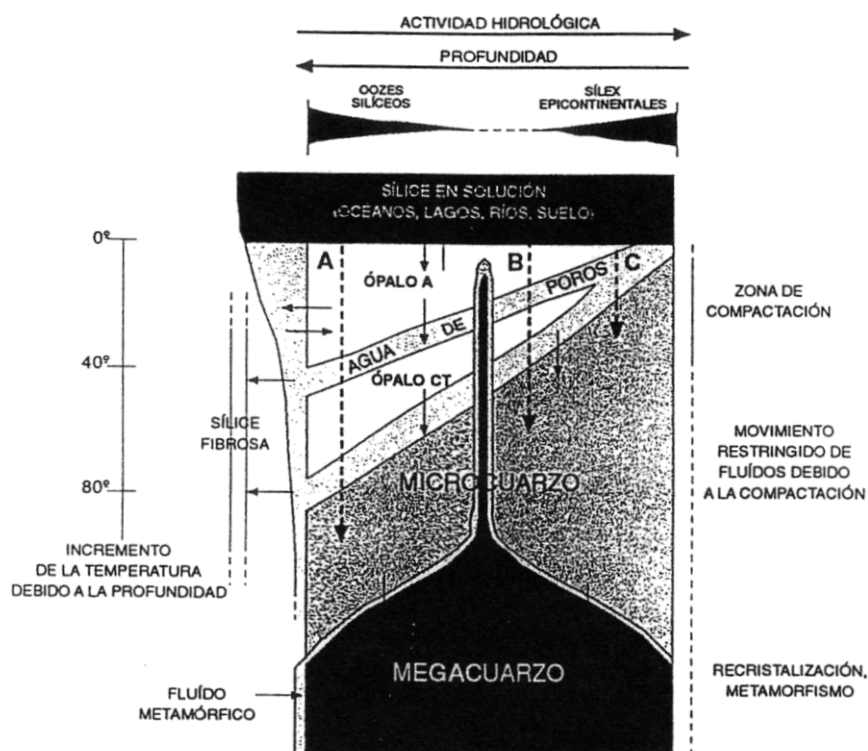


Figura 3.3. Diagrama esquemático de las principales fases de la sílice autígena (formada en la misma roca) y sus posibles transformaciones diagenéticas (modelos A, B y C). Modificado por Tarriño, 1998 de Knauth, 1994.

3.4.3.5. Diagénesis silíceas en medios marinos de enterramiento profundo

La diagénesis de los sedimentos silíceos oceánicos ha podido ser estudiada, como ya hemos comentado, gracias a los resultados obtenidos por el DSDP. Los muestreos han permitido observar tanto zonas con sílex nodular como estratificado en los fondos oceánicos del Pacífico, Atlántico Norte y Caribe.

Según estos estudios la distribución del sílex va muy relacionada a la litología asociada. Si bien, el sílex aparece en todas las litologías, más de 1/4 parte de las muestras proceden de barros silíceos. A lo largo de la historia la sedimentación oceánica ha ido variando. Si desde el Jurásico los sedimentos calizos han sido los predominantes, la excepción la tenemos en el Eoceno, donde dominaron los sedimentos silíceos. En este periodo el porcentaje de sílex aumenta hasta casi 1/3 parte de las muestras recuperadas por el DSDP (Davies & Supko, 1972 en Mangado, 2005).

Las **litofacies nodulares** van asociados a los barros calizos. Según Heath & Moberly (1971) identificaron cuatro estadios en la formación de un nódulo de sílex: 1) relleno de la porosidad de las cámaras de los caparzones de los foraminíferos con calcedonia; 2) reemplazamiento del sedimento carbonatado por cristobalita; 3) reemplazamiento de los propios caparzones de los foraminíferos por calcendonia; y 4) relleno final de todos los espacios y fisuras de la roca caja, por sílice con la transformación de la matriz de cristobalita a cuarzo.

Las **litofacies estratificadas**, los mismos autores sólo pudieron asociarla a barros silíceos o arcillas abisales, reconociendo tres estadios para su formación: 1) desarrollo de una arcilla de montmorillonita con cristobalita; 2) cristalización de la cristobalita para formar una porcelanita; y 3) inversión de la cristobalita a cuarzo. Si bien la fuente silícea es desconocida, los autores no la asocian a organismos, ya que no reconocieron evidencias biogénicas en dichos sílex.

3.4.3.6. Diagénesis silícea en medios continentales

En los medios continentales el proceso de envejecimiento o maduración tiene lugar de manera mucho más rápida, viéndose favorecido por las condiciones de exposición subaérea y la ausencia de impurezas arcillosas (Bustillo, 1980). De esta manera, las teorías elaboradas a partir de los datos obtenidos de los sondeos del DSDP sólo parecen ser válidas para medios marinos relativamente profundos y no para planteamientos generales. El rol jugado por microorganismos silíceos como diatomeas y espongiarios, parece ser mucho menor que en los

sedimentos oceánicos, siendo los procesos diagenéticos los que influyen en los procesos de silicificación.

Encontramos en las series geológicas continentales acumulaciones síliceas debidas a una diagénesis temprana, iniciada rápidamente tras la deposición. Las formas mineralógicas de la sílice observadas al microscopio petrográfico, serán las que nos indicaran, a nivel estadístico, el medio de substitución donde se han formado. Las formas fibrosas de elongación positiva (cuarcina y lutcina) son típicas de diagénesis superficial a partir de las arcillas, carbonatos y sulfatos. La forma fibrosa de elongación negativa (calcedonita), suele asociarse más a una diagénesis más tardía y como cementos de porosidades y fisuras. El cuarzo sería la forma mineralógica más común y extendida en cualquier ambiente de formación.

No obstante, un factor importante a tener en cuenta es la producción de sílice disuelta y las trampas en las que ésta se fija. Éste fenómeno es fundamental para una correcta interpretación de las silicificaciones continentales (Meyer, 1984 en Mangado 2005).

Dentro de la diagénesis sílicea en medios continentales distinguimos aquellos que se dan en ambientes carbonatados y los que se dan en ambientes evaporíticos.

- Según Bustillo (2010) la **silicificación en ambientes carbonatados** puede estar asociada a:
 - La precipitación de gel síliceo inorgánico (Ópalo A);
 - El reemplazamiento síliceos de los carbonatos en fase sindiagenética o eogénica (diagénesis temprana).
 - La formación de paleosuelos en fase epidiagenética o telogénica, creando silcretas, típica de depósitos lacustres/palustres con exposición subaérea, por precipitación de soluciones sobresaturadas en sílice o por la alteración de paleosuelos por actividad edáfica que transformaría el cuarzo que compone el cemento de la roca por ópalo.
 - La precipitación de la sílice y consecuente cementación de las porosidades tras el enterramiento, en la fase anadiagenética o mesogénica. No obstante es un tipo de silicificación poco común por la no presencia de organismos biogénicos (principal fuente de sílice) y por los pocos cambios de pH en esta fase diagenética.
 - También, a pesar de no ser lo más común, la silicificación de espeleotemas carbonatados, tufas volcánicas, areniscas y travertinos por una

supersaturación y deposición de la sílice en soluciones acuosas debido a la abundancia de microorganismos como por ejemplo diatomeas.

- La **silicificación en ambientes sulfatados** puede estar asociado a:
 - El mecanismo más común es la silicificación de la anhidrita y el yeso, en una fase de diagénesis temprana, en la que la sílice precipita en aguas con elevado pH y temperaturas entre 30 y 40°C reemplazando los nódulos de yeso y anhidrita por formas fibrosas del cuarzo (normalmente, lutecina y cuarcina) (Alonso-Zarza *et al.*, 2002; Ortí *et al.*, 2007).
 - A pesar de ser poco común también se da la silicificación por precipitación en ambientes lacustres alcalinos por transformación de silicatos de sodio, la conocida como Magadiita. La disolución del sodo (Na) por aguas meteóricas, provoca que la sílice residual cristalice en cuarzo generando la silicificación conocida como sílex de Magadi, nombre que ha recibido por su descubrimiento en el lago Magadi (Kenia) (Knauth, 1994; Alonso, 2010).

3.5. PROCESOS, PRODUCTOS Y AMBIENTES DIAGENÉTICOS

3.5.1. PROCESOS DIAGENÉTICOS

Los principales procesos que rigen y controlan la diagénesis son: micritización, degradación biológica, porosidad, cementación, compactación, disolución, recristalización y reemplazamiento.

La **micritización**, proceso diagenético que se da casi exclusivamente en rocas carbonáticas. Ciertos organismos provocan pequeñas perforaciones en la superficie de las partículas deposicionales, que en muchos casos son rellenadas por un cemento de tamaño micrítico (Marfil y De la Peña, 1989; Tucker, 2001).

La **degradación biológica** tiene que ver con el ataque que sufren las rocas por medio de diversos organismos, que suele darse en los estadios más tempranos de la diagénesis. Dicha degradación, por un lado, transforma e incluso puede llegar a destruir los componentes de la roca, y por otro crear porosidades que den acceso a fluidos y otros organismos que provocan más procesos diagenéticos (Marfil y De la Peña, 1989). Los principales ataques son por excavación (*burrow*), perforación (*boring*), raspado (*graze*) y por depredadores. Los dos primeros ataques biológicos son uno de los principales causantes de porosidades por fábrica no selectiva.

La **porosidad** en función de si es primaria o secundaria nos indicará su fase diagenética. La porosidad primaria (interparticular, intraparticular y fenestral, principalmente) se dan en estadios eogénicos, es decir, en la primera fase de la diagénesis. Por contra, la porosidad secundaria (vugs, intercristalina, móldica, etc.), tanto o más abundante que la primaria, ya no causada por la degradación biológica (primaria), se da por procesos de disolución en fases posteriores: estadio mesogénico (Moore, 1989; Flügel, 2004).

A nivel de ambientes sedimentarios en el medio continental vadoso la porosidad tipo vug, sería la más común. En ambientes continentales freáticos, la móldica y vacuolar serían las principales.

La **cementación** es posiblemente el proceso diagenético más relevante en la diagénesis de las rocas sedimentarias, denominándose a los minerales cristalizados en los poros de las rocas durante la diagénesis. Su hábito es muy importante, ya que nos puede indicar el ambiente sedimentario. Cristales de ejes alargados nos puede informar de un ambiente marino, mientras que cristales más bien anchos agua dulce. Cristales equidimensionales de los cementos son típicos de aguas de mezcla (Marfil y De la Peña, 1989). El cemento micrítico se suele relacionar con cristalización muy rápida (diagénesis temprana), por contra el fibroso no cristaliza tan rápidamente y el esparítico o megacristalino es típico de crecimiento lento (Flügel, 2004).

En ambientes continentales, en el que el agua dulce ocupa los poros, en medios vadosos los cementos suelen ser discontinuos y se presentan en menisco en el contacto entre los granos (esqueléticos y no esqueléticos) o como cementos gravitacionales (microestalactíticos). En medios freáticos, ya que los huecos están ocupados por una sola fase: agua, el cemento posterior, es de estilo continuo, presentando morfologías tipo: blocky, drúsico y syntaxial. Por contra, en ambientes marinos, donde el agua salada ocupa los poros, los medios vadosos el cemento presenta texturas gravitacionales y en menisco. En medios freáticos la cementación es escasa. Por último, en ambientes profundos, los cementos típicos son morfologías en mosaico de megacristales anhedrales (Rossi, 2010).

La **compactación**, entendida como la reducción de volumen, supone la expulsión progresiva de agua intersticial. Dicha compactación se da en fases de diagénesis profunda (300-900 m) y es debido a la presión-disolución que sufre la roca. Hay dos tipos de compactación: la mecánica y la química. La compactación mecánica tiene que ver con la reorganización de los granos, mientras que la química se da por el aumento de la solubilidad de los granos, a partir de la

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

disolución preferencial en las zonas de la roca donde la presión es mayor. Es decir, en contactos intergranulares y estilolitos (Giménez y Taberner, 1997; Flügel, 2004; Rossi, 2010).

La **disolución** como procesos diagenético es muy común en rocas sedimentarias y es la causante de la porosidad secundaria. Los mecanismos físico-químicos que actúan en ella son: el descenso del pH, el descenso de la temperatura, la mezcla de aguas y el aumento de la presión. En condiciones o ambientes diagenéticos próximos a la superficie (diagénesis temprana, enterramiento somero y emersión) la disolución es común ya que se dispone de abundante agua y las rocas presentan bastante porosidad. Por contra, durante la diagénesis de enterramiento, el flujo es muy limitado debido a la baja porosidad y permeabilidad, así como el agua disponible.

La **recristalización** es el conjunto de procesos que producen cambios de cristalinidad, textura o composición química de los minerales, relacionadas con la presencia de agua y por disolución-reprecipitación. Por tanto, los fenómenos de recristalización pueden ser las transformaciones que no conlleven cambios de especie mineral, como por ejemplo el aumento del tamaño (micrita a esparita -agradación-, cuarzo microcristalino a megacuarzo, etc.), así como la transformación entre especies minerales distintas pero de composición química similar, como por ejemplo transformaciones entre polimorfos (ópalo A a ópalo T y este a cuarzo -formación de la sílice autógena- o aragonito a calcita, ambos CaCO_3).

A pesar que los términos reemplazamiento y recristalización en muchos casos se usan indistintamente como sinónimos, entendemos como **reemplazamiento** la transformación de un mineral a otro, de composición química similar al precursor, es lo que Folk (1965) definió como neoformismo. Es decir, el reemplazamiento de anhidrita (CaSO_4) por cuarzo (SiO_2), de la calcita (CaCO_3) por dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), etc.

Por ser motivo de interés entraremos brevemente en los fenómenos de *silicificación*, *yesificación*, *dolomitización* y *dedolomitización*.

La *silicificación* se da en condiciones físico-químicas específicas: bajo pH (menor a 9), bajas temperaturas y una saturación de las aguas en sílice. Tradicionalmente se ha explicado la silicificación en términos de fuerza de cristalización, en la que, termodinámicamente los cristales de cuarzo tienen una mayor facilidad de crecimiento que calizas y dolomitas, conduciendo a su reemplazamiento (Biggs, 1957 y Clayton, 1986 en Knauth, 1994). Otras explicaciones para la silicificación se dan en términos de hidrólisis de los silicatos de las áreas fuente que enriquecen en sílice las aguas circundantes y causan el reemplazamiento (Leclaire, 1974), o en términos de mezcla de aguas meteóricas y marinas que constituye la curva de

solubilidad de la sílice y de la calcita en aguas mixta, demostrando la existencia de un intervalo, donde las aguas están simultáneamente subsaturadas respecto a la calcita y sobresaturadas respecto a la sílice cristalina (Knauth, 1979).

La *yesificación* es un proceso de reemplazamiento *in situ*, por hidratación, de formaciones anhidríticas de subsuperficie. Una gran cantidad de formaciones yesíferas provienen de dicho reemplazamiento (Ortí, 2010).

La *dolomitización* es el proceso diagenético más importante en rocas carbonáticas. A pesar que los cementos de dolomita son muy comunes en dolomías, calizas y areniscas, la mayor parte de la dolomita presente en las rocas carbonáticas es producto de dolomitización, es decir del reemplazamiento de calcita o aragonito por dolomita cuando se encuentran en soluciones ricas en magnesio (Mg), altas temperaturas y aumento de la salinidad (Tucker, 2001; Rossi, 2010).

La *dedolomitización* es el proceso a la inversa, cuando la dolomita es reemplazada por calcita. Éste proceso diagenético se da en condiciones de presencia de aguas muy cálcicas y disminución de la temperatura (Tucker, 2001; Rossi, 2010).

3.5.2. AMBIENTES DIAGENÉTICOS

Recogidos en Flügel (2004) a partir de numerosos estudios realizados por gran cantidad de investigadores, presentamos, de forma esquemática, los principales procesos que pueden ocurrir en diferentes ambientes diagenéticos. Éstos se dividen en ambientes: meteórico-vadoso, meteórico-freático, marino freático y ambiente de enterramiento (**figura 3.4**).

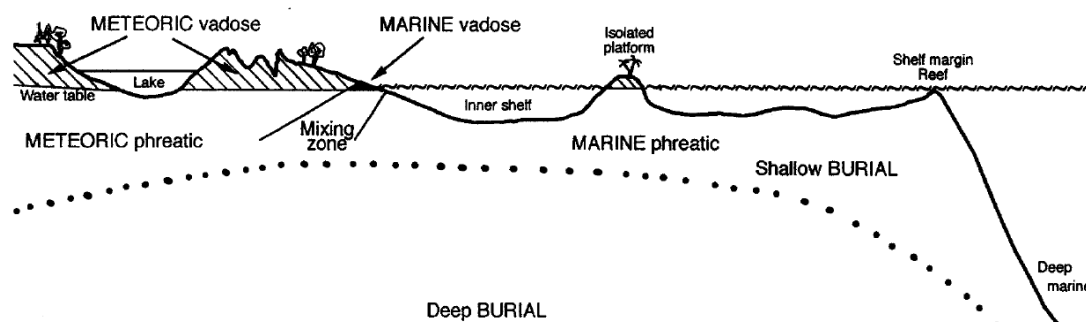


Figura 3.4. Principales ambientes diagenéticos recogidos en Flügel (2004).

Los **ambientes meteórico-vadosos** se localizan por encima de la capa freática, entre la superficie y la zona meteorológica. La porosidad se rellena por agua dulce y aire. Los procesos más comunes son de solución a nivel extensivo; la formación de vugs de disolución y la eliminación

del aragonito en rocas carbonáticas. A nivel de precipitación, ésta es muy escasa creando una cementación mínima. El tiempo necesario para la formación de éste ambiente diagenético es de entre 10.000 a 1.000.000 de años.

Los **ambientes meteórico-freáticos** se localizan por debajo de la capa freática, llegando hasta un centenar de metros. La porosidad se rellena por agua dulce. En la zona de solución se forma porosidad móldica y vacuolar y la disolución en rocas carbonáticas de aragonito, magnesio y calcita. La precipitación es rápida creándose diversos tipos de cementos. El tiempo de formación de dichos ambientes va de los 10.000-1.000.000 de años a 10-100 Ma.

Los **ambientes freático marinos** se dan en zonas superficiales, en el suelo del mar profundo o justo por debajo. La porosidad es rellena por agua marina. En ambientes superficiales en aguas sobresaturadas en carbonato cálcico o en sílice, se da una rápida cementación por aragonito o dolomita o cuarzo respectivamente, dando a diversos tipos de cementos. En ambientes profundos de aguas frías, aguas subsaturadas con respecto a CaCO_3 se da una fuerte disolución de aragonito y calcita. El tiempo necesario de formación es de entre 100 y 100.000 años.

Los **ambientes de enterramiento** se dan bajo la superficie hasta zonas de bajo metamorfismo, pudiendo llegar hasta pasados los 1000 metros de profundidad. La porosidad es rellena por salmueras de salinidad variable. Se dan en ambientes superficiales (de pocos hasta decenas de metros) y profundos (de cientos a mil metros). Los procesos más comunes son desde compactación física a química (presión-disolución), cementación y reducción de la porosidad. El tiempo necesario es de 10 a 1.000 Ma.

3.6. ESQUEMA DE LOS DIFERENTES AMBIENTES DEPOSICIONALES

Sin extendernos al respecto, presentamos los diferentes ambientes deposicionales que se pueden dar en las plataformas carbonáticas (por tanto se excluyen los ambientes marinos profundos), que son los más comunes en nuestro caso de estudio. Wilson (1975), a través del estudio de gran cantidad de plataformas carbonáticas actuales y antiguas creó un modelo estándar que trata de reflejar la distribución de facies que se pueden producir en una plataforma carbonática cualquiera. En dicho modelo se presentan sus principales características, mediante la situación de las zonas dónde puede formarse el ambiente

deposicional, las facies que lo componen, su litología, los principales organismos que encontramos en ellas y las microfacies estándar de Wilson (figura 3.5).

Zonas	I Cuenca	II Plataforma abierta	III Pie de talud	IV Talud SS	V Arrecife o margen de la plataforma	VI Arenas del borde de la plataforma	VII Plataforma abierta	VIII Plataforma restringida	IX Llanura supramareal evaporítica (Sabkha)
Facies	Cuenca (Exuzina o evaporítica). a) Clásicos finos. b) Carbonatos. c) Evaporitas.	Plataforma abierta (marino nerítico abierto). a) Carbonatos. b) Lutitas.	Carbonatos del pie de talud. Límite de la plataforma profunda.	Talud s. a) Sedimentos de grano fino con deslizamientos. b) Calcarenitas. c) Lodos calcáreos.	Arrecife a) Boundstone. b) Acumulaciones de restos orgánicos y fangos.	Calcarenitas del borde de la plataforma. a) Bajos. b) Islas con dunas.	Plataforma abierta (lagos abiertos). a) Bancos de calcarenitas. b) Áreas de wackestone y mudstone, biohermos. c) Áreas con terrigenos.	Plataforma restringida. a) Wackestone en lagos y bahías. b) Calcarenitas en canales mareales. c) Lodos calcáreos en llanuras mareales. d) Siliciclásticos finos intercalados.	Llanura supramareal evaporítica. a) Anhidrita nodular y dolomita en sabkhas. b) Evaporitas laminadas en ponds.
Litología	Pizarras o limos oscuros, calizas en bancos delgados, relleno evaporítico en caso de desecación.	Calizas muy fosilíferas intercaladas con margas, estratos bien diferenciados.	Calizas de grano fino, localmente con sillex.	Variable, dependiendo de la turbulencia del agua en la parte superior del talud. Brechas y calcarenitas.	Calizas y dolomías masivas.	Calcarenitas oolíticas o dolomías.	Variable, carbonatos y clásticos.	Generalmente dolomías y calizas dolomíticas.	Dolomita y anhidrita irregularmente laminadas, pueden pasar a capas rojas.
Organismos	Exclusivamente fauna necónica y planctónica, localmente abundante en los planos de estratificación.	Organismos con concha infaunales y epifaunales muy diversos.	Restos bioclásticos resedimentados en su mayor parte de las zonas más someras.	Colonias y restos bioclásticos resedimentados del arrecife.	Organismos constructores de arrecifes rígidos. Comunidades «in situ».	Pocos organismos autóctonos, la mayor parte resedimentados del arrecife. Las conchas están generalmente desgastadas por abrasión.	Generalmente carece de fauna de mar abierto. Aparecen moluscos, esponjas, foraminíferos, algas verdes y cianofíceas. Patches arrecifales.	Fauna muy limitada. Gasterópodos, algas (principalmente cianofíceas), foraminíferos (miloides) y ostrícos.	Fauna alóctona excepto las algas formadoras de los estromatolitos.
Microfacies tipo (microfacies estándar de Wilson)	1. Espiculita. 2. Calcsilita microbioclástica. 3. Mudstone y wackestone pelágicos.	2 8. Wackestone con conchas enteras. 9. Wackestone bioclástico. 10. Packstone-wackestone de bioclásticos con envolturas.	2 y 3 4. Microbrecha o packstone bioclástico-litolítico.	4 5. Grainstone-packstone o floatstone bioclástico. 6. Rudstone arrecifal.	7. Boundstone. 11. Grainstone de bioclásticos con envolturas. 12. Coquina, packstone, grainstone o rudstone bioclástico.	11, 12 13. Grainstone de bioclásticos oncolitizados. 14. Lags. Brechas erosivas. 15. Oolitos bien seleccionados.	8, 9, y 10 16. Grainstone con pellets. 17. Grapestone, pelspatita. 18. Grainstone de foraminíferos y dasycládicos.	16, 17 y 18 19. Micrita laminada fenestral-pelotoidal. 21. Mudstone espongiostromático. 22. Micrita con grandes oncolitos. 23. Micrita pura no laminada. 24. Rudstone o floatstone.	20. Mudstone estromatolítico. 23. Micrita pura no laminada. Anhidrita enterolítica.

Figura 3.5. Esquema general de distribución de facies según el modelo de Wilson (1975) en Mas *et al.*, (2010).

3.7. APROXIMACIÓN ETNOLÓGICA A LOS MODELOS DE ASENTAMIENTO Y EXPLOTACIÓN TERRITORIAL

A partir de los años 60 del S. XX, con los nuevos descubrimientos de Oluvai (Tanzania) en el que se demostraba la antigüedad de la especie humana, se renueva la idea del estudio de sociedades de cazadores-recolectores actuales para inferir el modelo de subsistencia de los primeros homínidos. Con ésta intención y con la de discutir sobre el estado de la cuestión de las sociedades cazadoras-recolectoras en 1966, Richard Lee y Irven DeVore, organizaron en Chicago el simposium “Man the Hunter”, en la que a partir de casos etnográficos y arqueológicos, se discutieron aspectos como la familia, demografía, territorialidad, organización social y política de los grupos de cazadores-recolectores. Dos aspectos adquirieron relevancia en el simposium: la subsistencia y el entorno. Sobre estas dos premisas se creó un nuevo modelo para plasmar las características comunes de las sociedades

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

cazadoras-recolectoras: el **foraging model** (Isaac, 1990; Kelly, 2007). Este modelo se basa en cinco aspectos:

- 1) Igualitarismo: la alta movilidad restringe la propiedad que uno puede tener, por lo que se tiene una mayor igualdad social.
- 2) Baja densidad de población: la permanente necesidad de abastecimiento de alimentos provoca la organización en grupos reducidos, con períodos estacionales de agregación con fines sociales. Los grupos se mantienen reducidos mediante el control de la natalidad (abstinencia sexual, abortos o infanticidios).
- 3) Ausencia de territorialidad: Largos periodos de adaptación a la variabilidad de recursos requiere que los grupos de cazadores-recolectores sean capaces de moverse de una región sin tener unos límites territoriales definidos.
- 4) Mínimo almacenamiento: el carácter nómada de los grupos provoca que sea del todo innecesario el almacenamiento de recursos por largos períodos de tiempo.
- 5) Flujo en la composición del grupo: con la intención de mantener vínculos sociales, se requiere frecuentes movimientos y visitas a otros grupos, que en algunos casos generan disputas y violencia que se solventan mediante uniones entre ellos.

Según este modelo las estrategias de movilidad se consideraron como elemento fundamental para la comprensión de los modelos de asentamiento y de la explotación de territorio.

A este modelo se le han suscitado muchas críticas en forma de nuevas teorías como: *Original Affluent Society Model*, según el cual las sociedades de cazadores-recolectores actuales emplean mucho tiempo en actividades de socialización en detrimento a la obtención de recursos (Sahlins, 1968); *Professional Primitive Model*, que relativiza el estudio de dichas sociedades actuales por el contacto con las sociedades industrializadas que provocan la profesionalización de estos grupos (Fox, 1969); *Foraging Model of Production*, entendido como el desarrollo marxista del modelo de forrajeo planteado (Lee, 1988); y el *Optimal Foraging model*, que plantea que las relaciones sociales deben entenderse como formas de adaptación e interrelación al medio (Hyden, 1981).

Basándose en los trabajos de Murdock (1967) sobre tipos de asentamientos, Binford (1980) intenta demostrar como la movilidad está estrechamente relacionada con el entorno. A partir de esta premisa, describe la variabilidad observada en los sistemas de asentamiento de los cazadores-recolectores en dos tipos: **foragers** y **collectors**. Estos dos tipos de asentamientos están basados en conceptos de movilidad residencial, entendidos como los movimientos del

entero grupo de un campo a otro, y movilidad logística, en la que se desplazarían solo algunos componentes del grupo para realizar tareas específicas y después volverían al campamento residencial. El modelo *forager*, basado principalmente en la movilidad residencial, parte en que la movilidad tiene como finalidad la obtención de recursos bióticos y abióticos, y por tanto, todos sus desplazamientos siguen un patrón regional donde se localizan los diferentes recursos. Otra característica de éste modelo es que no se almacenan alimentos, sino que se obtienen diariamente. El rango de forrajeo equivale a aquel que se puede hacer en un mismo día, es decir, parten y vuelven cada día al campamento base. No obstante, este modelo puede ser flexible en función del entorno. Es decir, en un entorno con abundancia de recursos, el número de movimientos residenciales puede incrementar pero la distancia entre ellos reducirse. Por el contrario, si los recursos escasean y están dispersos, el tamaño del grupo puede reducirse y las pequeñas unidades cubrir un amplio territorio.

Por el contrario, el modelo *collector*, no responde sólo a una necesidad de obtención de recursos, sino a una estrategia de partidas organizada y logística para la adquisición de alimentos, muchas de las cuales pueden ser de larga distancia. Es decir, su movilidad de tipo logístico, no necesita de los ajustes en los movimientos residenciales y en el tamaño de los grupos del modelo *forager*, sino de la especialización y organización de las tareas del grupo. Además una característica de este modelo es el almacenamiento de alimentos para buena parte del año. El hecho de presentar una estrategia logística en las partidas de abastecimiento implica que las tareas específicas que deben realizar algunos miembros del grupo se tengan que desarrollar fuera del campamento residencial, lo que Binford llama *field camp* y *station* (estación), en donde se planificará y ejecutará dicho abastecimiento. El primero tiene que ver con el lugar donde de manera temporal se crea un centro de operaciones para la realización de una tarea específica del grupo.

Los asentamientos que Binford reconoce para los *foragers* son de dos tipos: el campamento base o residencial (*residential base*) y el sitio (*location*). Como campamento base se entiende el centro donde se desarrollan las actividades de subsistencia del grupo, es decir, de donde parten las partidas de caza y recolección, en el que mayoritariamente se procesan los alimentos, se manufactura las herramientas, etc. Como sitio o *location*, se entienden los enclaves donde solo se realizan tareas de extracción. Para los *collectors*, al menos tres nuevos tipos de asentamientos son reconocibles en función del carácter logístico de las estrategias de abastecimiento: el campamento base y la *location*, ya comentados para los *foragers*, los *field camps*, *stations* y *caches*. El primero tiene que ver con campamentos temporales relacionados

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

con el centro de operaciones donde se realiza una tarea de grupo. *Stations* son lugares donde se realizan tareas específicas, como podrían ser puntos de vigilancia, etc. Las *caches* equivaldrían a lugares de almacenamiento de las partidas de caza y recolección. Todos estos tipos de asentamientos para los *collectors* responderían o serían consecuencia de un sistema de organización logístico.

En general, Binford (1980) sugiere que el modelo *forager* presenta una alta movilidad residencial e invierten poco esfuerzo en movimientos de tipo logísticos, mientras que los *collectors* realizan menos movimientos residenciales y frecuentes, a menudo largas, incursiones logísticas.

No obstante, según el modelo planteado por Binford, no todos los *foragers* presentan una alta movilidad y no todos los *collectors* son casi sedentarios, sino que estos modelos también tienen presente la organización de los movimientos del campamento en relación a las actividades para conseguir alimentos.

En definitiva, estos dos modelos de asentamiento son una manera simple de describir un *continuum* de formas de asentamientos y posibilidades. Los modelos *forager* y *collector* serían el extremo final de este *continuum* en el que a través de unos paralelismos generales se intentan definir modelos teniendo en cuenta la relación entre movilidad y entorno.

4. ABRIC ROMANÍ

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

4.1. INTRODUCCIÓN

Durante muchos años, el Abric Romaní fue el yacimiento catalán con los restos arqueológicos más antiguos y de los pocos en donde se habían realizado trabajos arqueológicos sistemáticos de toda España. Actualmente presenta, junto al resto de abrigos con depósitos arqueológicos de la *Cinglera del Capelló* y los yacimientos del *Pla de l'Estany*, la secuencia arqueológica más completa e interesante del Paleolítico catalán. Las características propias del yacimiento hacen que el grado de preservación sea muy elevado. Las plataformas de travertino, elemento principal de la secuencia sedimentaria que sella cada nivel arqueológico, favorecen la conservación de evidencias arqueológicas poco comunes, como los negativos y positivos de maderas o las estructuras de combustión, indicándonos la presencia de hogares. Fruto de ello, es uno de los yacimientos prehistóricos con mayor presencia de hogares, habiéndose podido demostrar que éstos tenían un papel central en la organización del espacio y que las comunidades de neandertales no diferían en mucho de los humanos anatómicamente modernos en la manera de organizar el espacio (Vaquero y Pastó, 2001; Vallverdú *et al.*, 2010; Vallverdú *et al.*, 2012a).

A dicho aspecto se le ha de sumar los resultados geocronológicos obtenidos de la secuencia estratigráfica. Mediante las series de U/Th se ha obtenido una cronología que abarca desde los 70 a los 40 ka BP y se ha podido establecer la velocidad de formación de las plataformas, unos 570 cm/ka (Bischoff *et al.*, 1988; Bischoff *et al.*, 1994; Vallverdú *et al.*, 2012b; Vaquero *et al.*, 2013). Esto supone que la formación de los palimpsestos que conforman cada nivel arqueológico sea muy rápida, otorgando una mayor resolución a las ocupaciones antrópicas que se dieron en el lugar.

Fruto de esta elevada resolución temporal, uno de los principales estudios llevados a cabo en el yacimiento es el de la distribución espacial. A través de la excavación en extensión de los aproximadamente 250 m² de media que presenta cada nivel, se ha llegado a un nivel de conocimiento del espacio que pocos yacimientos de esta cronología pueden llegar a proporcionar (Vaquero, 1999; Vaquero y Pastó, 2001; Vaquero *et al.*, 2004; Vallverdú *et al.*, 2005; Vaquero, 2008; Vallverdú *et al.*, 2010; Vallverdú *et al.*, 2012a; Vaquero *et al.*, 2012; Gabucio *et al.*, 2014; Vaquero *et al.*, 2015 entre otros).

4.2. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

El yacimiento arqueológico del Abric Romaní se sitúa en el municipio de Capellades, en la comarca de l'Anoia, provincia de Barcelona. Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son 390566E y 459874N, y se encuentra a 310 metros sobre el nivel del mar (**figura 4.1**). Se trata de un abrigo abierto en la formación travertínica conocida como *Cinglera del Capelló* y se localiza en el contacto entre la Cordillera Prelitoral y la Conca d'Òdena. Ésta última forma parte de la depresión terciaria de la cuenca del Ebro y es capturada por el río Anoia, afluente del Llobregat, en su curso hacia el mar Mediterráneo.

El río Anoia a su paso por la localidad de Capellades, aprovechando una falla de dirección NNW-SSE, excava un corredor o estrecho de 7 km de largo conocido como *Congost de Capellades*, de forma que atraviesa la Cordillera Prelitoral Catalana siguiendo la dislocación tectónica y poniendo en relación tres grandes unidades geomorfológicas: la Depresión del Ebro o Depresión Central; la Cordillera Prelitoral Catalana y la Depresión del Penedès. Todo ello configura un paso natural que comunica las dos depresiones y pone en contacto el interior catalán con la costa litoral.

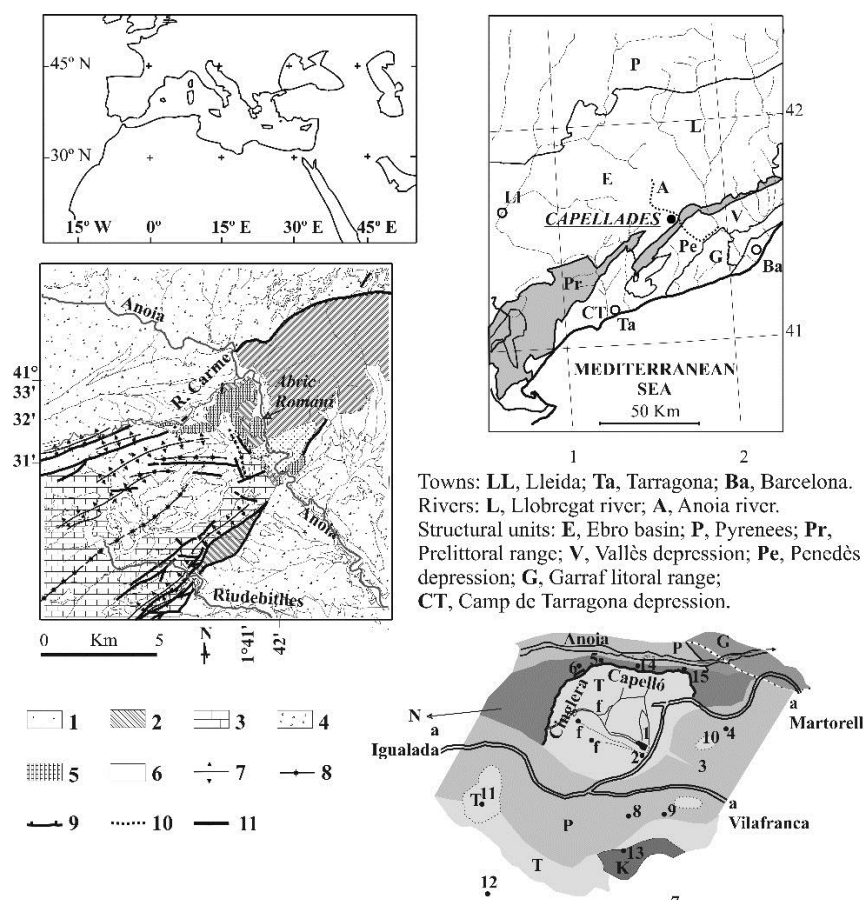


Figura 4.1. Mapa de localización de Capellades (Anoia, Barcelona). 1/ Rocas Plutónicas, 2/ Paleozoico, 3/ Mesozoico, 4/ Cenozoico, 5/ Toba Cuaternaria, 6/ Cuaternario, 7/ Anticlinal, 8/ Sinclinal, 9/ Falla de empuje, 10/ Falla inversa, 11/ Falla. Extraído de Vallverdú *et al.*, 2012b.

La falla que da paso al estrecho y divide la Cordillera Prelitoral en dos determina, desde un punto de vista litológico, dos sectores: la parte este compuesta por materiales paleozoicos, del Silúrico inferior, formado por pizarras frecuentemente atravesadas por filones de cuarzo y algún dique de pórfido; y la oeste donde predomina la serie triásica (Buntsandstein, Mushelkalk y Keuper) formada, principalmente, por la alternancia de conglomerados, areniscas, calizas y margas (García Rodrigo, 1957; Virgili, 1977).

La Depresión del Ebro o Depresión Central está formada en gran parte por materiales de origen paleógeno, en su mayoría arcillas, margas y calizas, aunque en alguna formación del Eoceno, concretamente el Luteciense, lleva algo de conglomerados y limos.

La Depresión del Penedès está compuesta por materiales neógenos formados por conglomerados y limos continentales, y en menor medida areniscas (García Rodrigo, *Op. cit.*). Probablemente, el relleno de la Depresión del Penedès tenga su origen en la erosión de los sedimentos paleógenos de la Depresión del Ebro.

El Cuaternario, muy característico en la zona de Capellades, tiene su origen en los cursos fluviales y las surgencias hídricas. El primero viene marcado por la acción de la falla por la que pasa el río Anoia, y el segundo por el acuífero multicapa de Carme y Capellades (Vallverdú, 2002). Cuatro tipos de formaciones son las que dan forma al Cuaternario en la zona: los travertinos, el Cuaternario de pendiente o los glaciares, las terrazas y las formaciones aluviales recientes (García Rodrigo, *Op. cit.*; Muro *et al.*, 1987; Gallart, 1991; Carbonell, 1992; Vallverdú *et al.*, 2012b). La formación de travertinos es la más destacable por ser la que ha generado los depósitos arqueológicos del yacimiento del Abric Romaní. El origen cronológico de esta formación viene dada por la presencia en la base de restos paleontológicos correspondientes al Villafranchense (Pleistoceno inferior) (García Rodrigo, *Op. cit.*).

El municipio de Capellades se encuentra en una plataforma travertínica plana a unos 100 metros del río, formada por el acuífero citado anteriormente, que es el responsable de abundantes formaciones carbonatadas en la Conca d'Òdena y del Penedès (García Rodrigo, *Op. cit.*). El confinamiento de las aguas, fruto de la discontinuidad de las pizarras paleozoicas, es el causante de la formación de surgencias en los saltos de falla. La tectónica cuaternaria provocó que la plataforma travertínica se hundiera formando una cubeta que se fue rellenando de agua, generando un sistema de depósitos y lagos. La sobresaturación de las aguas, cargadas de carbonato cálcico, provocaba el derrame del agua hacia niveles inferiores hasta caer al río Anoia, pero en sus bordes el carbonato cálcico se iba fijando en la vegetación del terreno dando lugar a la formación de travertino, originando la *Cinglera del Capelló* (figura 4.2).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

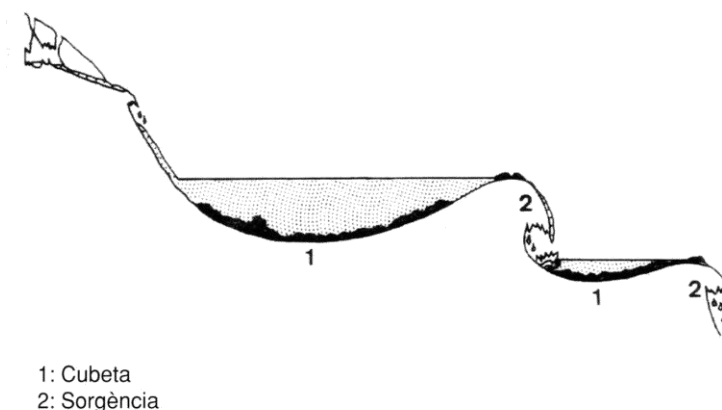


Figura 4.2. Esquema de cubeta y surgencia. Extraído de Julià (1985) en Carbonell, 1992.

El continuo crecimiento del travertino provocó el desarrollo de grandes cornisas formadas por diferentes líneas de viseras o *Capellons*, como en el caso del Abric Romaní que, a pesar de haber sido explotada para la extracción de travertino, aún conserva parte de la cornisa. El mismo abrigo fue testigo de los procesos de disolución y precipitación de la *Cinglera*, con la formación de pequeñas cavidades esféricas y semiesféricas, cuando cortinas estalactíticas se fusionaron con las estalagmitas del suelo a favor de las líneas de goteo de la cornisa, como la llamada *Coveta Ripoll* que se formó a techo del nivel L (**figura 4.3**). Las formas en visera o *Capelló*, así como las pequeñas cavidades esféricas y semiesféricas marcan un micromodelado típico de país árido descrito en el Negev (Israel) (**figura 4.4**) (Salomon, 1997 en Vallverdú, 2002).



Figura 4.3. Excavación en el año 1998 de la *Coveta Ripoll*. Foto IPHES.

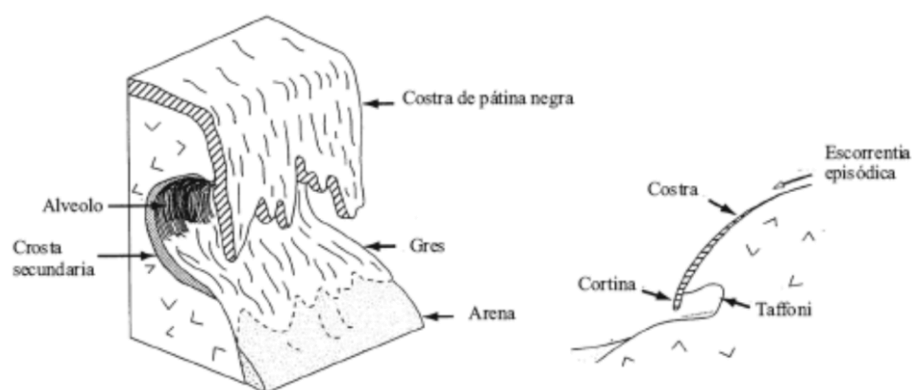


Figura 4.4. Micromodelo típico de país árido. Salomón, 1997 en Vallverdú, 2002.

4.3. HISTORIA DE LAS INVESTIGACIONES

La historia de las investigaciones en la *Cinglera del Capelló* va ligada de la mano de **Amador Romaní i Guerra** (Barcelona, 1873-Capellades, 1930), pero su afán por el conocimiento del pasado no se entendería si previamente no explicásemos el origen de los estudios en el campo de la prehistoria catalana. Fruto del movimiento de la *Renaixença*, de carácter catalanista y progresista, se agruparon los principales sectores intelectuales catalanes contrarios al anti-evolucionismo católico. Este factor fue uno de los elementos que favoreció la proliferación de los estudios en ciencias naturales. La búsqueda y conocimiento de los grupos humanos prehistóricos, así como el intento por relativizar los dogmas religiosos dio inicio a los estudios en arqueología.

La primera noticia de arqueología prehistórica sobre una estación paleolítica en Catalunya la encontramos en la provincia de Girona. En el año 1871, el farmacéutico, naturalista e historiador Pere Alsius descubrió el yacimiento de la Bora Gran d'en Carreres (Serinyà, Pla de l'Estany). Sin casi repercusión social por la falta de estudios en esta disciplina, no fue hasta 1886, a raíz del controvertido descubrimiento de Vicenç Roura de la conocida "mandíbula de Banyoles" en el municipio de Mata, cuando Pere Alsius la popularizó unos años más tarde, junto a los hallazgos del municipio de Serinyà.

No obstante, las primeras noticias documentadas por escrito sobre restos prehistóricos en Catalunya las encontramos un poco más al sur, en la comarca de la Selva, cuando en el año 1876 Francisco Viñas, médico de Girona, presentó en la *Revista de Gerona* toda una serie de restos líticos y faunísticos procedentes del lugar conocido como *Puig de les Ànimes* (Caldes de Malavella, la Selva), que los atribuyó al Paleolítico Superior-Epipaleolítico (Viñas, 1876). En 1880, Manuel de Chía publica en la *Revista de Ciencias Históricas*, de forma más detallada y con dibujos, los restos recuperados en

el *Puig de les Ànimes* reafirmando su cronología (Chía, 1880). Por último, en 1882, el ingeniero de minas Lluís M. Vidal, recopiló toda la información documentada hasta el momento en su estudio del municipio: *Estudio Geológico de la Estación Termal de Caldas* (Vidal, 1882).

Entre finales del s. XIX y principios del s. XX, el naturalista Manuel Cazorro realizó los primeros estudios de las industrias paleolíticas encontradas en la provincia de Girona. Con este trabajo se dio inicio a los trabajos monográficos de los descubrimientos y las excavaciones que se fueron realizando.

En definitiva, es en este contexto cuando aparece la figura de Amador Romaní. Posteriormente, con la aparición en el mundo de la arqueología de personajes como Pere Bosch i Gimpera, Lluís Pericot, Josep Maria Coromines, Joan Maluquer y Salvador Vilaseca, se establecieron las bases de la arqueología prehistórica en Catalunya.

El primer contacto que tiene Amador Romaní con el mundo de la prehistoria es en 1905 y en la *Cinglera del Capelló*, a raíz del descubrimiento en 1899 de la Cueva Zulueta por parte del naturalista Antonio de Zulueta. A partir de entonces sus estudios en el campo de la arqueología fueron siempre ligados al municipio de Capellades y a la *Cinglera del Capelló* en particular, donde descubrió gran cantidad de abrigo y cavidades. Sus primeros trabajos en esta cueva le llevaron a un creciente interés por el mundo de la prehistoria y a la continua búsqueda de vestigios prehistóricos en la zona. Esto hizo que en **1909** descubriera el **Abric Romaní** (Bartrolí *et al.*, 1995).

El yacimiento del Abric Romaní, a pesar que no fue hasta esta época cuando se iniciaron las investigaciones arqueológicas, tiene una constancia histórica que se remonta al 1.300 d.c. Entre el s. XIV y XV se utilizó como cantera para la extracción de travertino. En los s. XVIII y XIX fue el cementerio del municipio y el lugar recibió el nombre de *Bauma del Fossar Vell*. Posteriormente, cuando se abrió el actual cementerio de Capellades, y antes de ser descubierto como yacimiento arqueológico, fue utilizado como vertedero.

Desde que Amador Romaní descubriera en 1909 el Abric Romaní hasta la actualidad se ha ido interviniendo el yacimiento en diferentes fases. Éstas las podemos dividir en tres, según quien ha tomado la dirección arqueológica y, por tanto, el tipo de metodología aplicada:

1. Etapa de 1909-1929

Esta primera fase viene marcada por la figura de Amador Romaní de quien recibe el nombre el yacimiento. Poco después de ser descubierto, y observando que la superficie y la potencia

sedimentaria del yacimiento no tenía nada que ver con los descubrimientos hechos hasta el momento en la *Cinglera*, se puso en contacto con el párroco y geólogo N. Font i Sagué quien dio a conocer la noticia al recién creado *Institut d'Estudis Catalans*. Esta institución aceptó asumir los gastos de la investigación y nombró a Font i Sagué director de las investigaciones en el Abric Romaní. Posteriormente, la dirección pasó a manos de Lluís M. Vidal. A pesar de los nombramientos como directores, A. Romaní estuvo en todo momento a pie de campo supervisando las excavaciones (**figura 4.5**).

Gran parte del trabajo se concentró en el año de su descubrimiento y en los inmediatamente siguientes hasta 1914. Posteriormente, se realizaron actuaciones de forma discontinua hasta la muerte de A. Romaní en 1929 (**figura 4.6**). De esta época destaca la excavación de un sondeo de 8 m de profundidad, conocido como el *Pou Romaní*, que proporcionó el conocimiento de la potencia sedimentaria del yacimiento y su estratigrafía. Aún en la actualidad se toma como referencia para los perfiles estratigráficos. También destaca la realización de otro pozo (Pou 2) de 4 m de profundidad y la excavación de gran parte de los niveles superiores del yacimiento (del A al J), siendo los niveles del A al D casi totalmente removidos (Bartrolí *et al.*, 1995).



Figura 4.5. A. Romaní controlando la excavación del Abric Romaní durante el 1909. Foto: Arxiu Museu Molí Paperer de Capellades.

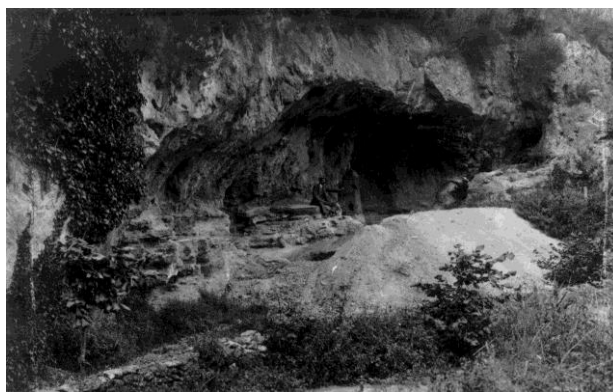


Figura 4.6. A. Romaní sentado en medio del Abric en el año 1924. Foto: Arxiu Museu Molí Paperer de Capellades.

2. Etapa de 1957-1962

Etapa en torno a la persona de Eduard Ripoll, en aquella época director del Museo Arqueológico de Barcelona. Gracias a la visita al Abric Romaní por especialistas en Cuaternario a raíz de la celebración del V Congreso del Instituto Nacional para el estudio del Cuaternario (INQUA), celebrado en Barcelona en el año 1957 (Solé Sabarís *et al.*, 1957), se retomaron los trabajos de investigación a manos de dicho director. En esta época colaboraron científicos de la talla de George Laplace y Henry de Lumley. A pesar que la información que se tiene de esta época es más bien escasa, destaca la

reexcavación del Pou 2, la obertura de una trinchera en forma de "L" en el centro del yacimiento y la realización de otro sondeo al W (Pou 3).

El objetivo principal de esta etapa fue aclarar la secuencia cronocultural del yacimiento. Se estableció que los niveles arqueológicos se situaban entre el Würm II y III (80.000-35.000 B.P). Además se situó el cambio entre el Paleolítico Superior y el Paleolítico Medio en la capa 2 excavada por A. Romaní, que se consideró como Auriñaciense (nivel A).

3. Etapa de 1983-actualidad (2015)

Etapa que siempre gira en torno a la figura de Eudald Carbonell como director del proyecto, y a los centros a los que él perteneció y pertenece. En un primer momento viene marcada por el *Centre de Recerques Paleo-Eco-Socials* (CREPS) vinculado al *Museu d'Història de la Ciutat de Girona*, después por el *Laboratori d'Arqueologia de Tarragona* (LAUT) vinculado a la Universitat Rovira i Virgili y por último, por el *Institut Català de Paleoecologia Humana i Evolució Social* (IPHES), creado en 2004, en el que todos los miembros del LAUT pasan a dicho Centro de Investigación, donde se continua con la investigación iniciada por dicho laboratorio en los años 90' del s. XX.

La primera fase va del 1983 al 1988 en que el CREPS se hace cargo de las investigaciones. La finalidad es conocer el hombre y su entorno y la relación entre ambos en los momentos que fue ocupado el yacimiento. Se aumentó el número de publicaciones sobre el yacimiento (Muro et al., 1987; Mora, 1988; Mora, et al., 1988a y 1988b) y se desarrolló un programa de dataciones por métodos radioactivos (U/Th y C14) que lo situaron, y aún lo sitúan, entre los 39.200 BP y los 70.000 BP (Bischoff, et al., 1988).

En esta fase los trabajos de excavación se concentran en la limpieza de la superficie del yacimiento y sus sondeos, la reapertura del Pou 1 y en la excavación de los testigos 1, 2 y 3. En este período se trazan los límites de la superficie de excavación que vendrá excavada sistemáticamente en los años siguientes.

La segunda fase, empezó en 1988 y va hasta la actualidad, la llevaba a cabo el LAUT, en un primer momento, y en la actualidad el IPHES. Es el periodo de eclosión de las publicaciones. En 1996 se publica el Workshop celebrado en Capellades "The Last Neandertals and The First Anatomically Modern Humans. Cultural, Change and Human Evolution: The Crisis at 40 KA BP" (Carbonell y Vaquero, 1996) donde asistieron las principales figuras internacionales en el estudio del Paleolítico Medio. Se desarrollaron multitud de programas interdisciplinares, como nuevas dataciones (Bischoff et al., 1994; Carbonell et al., 1994; Vaquero et al., 2013), estudios palinológicos (Burjachs y Julià,

1994; 1996), estudios estratigráficos (Carbonell, *et al.*, 1994; Vallverdú, 2002), etc. En el 2009, con la celebración del Centenario del descubrimiento del Abric Romaní, se organizó un Workshop Internacional bajo el título: “*The Neanderthal Home: Spatial and Social Behaviour*”, en el que se volvieron a reunir los principales investigadores del mundo sobre el tema Neandertal (**figura 4.7**), del que salieron las publicaciones del volumen 247 de la revista *Quaternary International* (2012).



Figura 4.7. Workshop celebrado en Tarragona como celebración del centenario del descubrimiento del Abric Romaní. Octubre 2009. Foto: IPHES.

Durante este tiempo se han realizado diversas monografías específicas para alguno de los niveles excavados hasta el momento. Es el caso del nivel H (Carbonell, 1992), del nivel I (Carbonell, 2002) y, recientemente, el nivel J (Carbonell, 2012).

Además durante todos estos años la excavación del Abric Romaní se ha realizado bajo el marco de un proyecto que engloba toda la *Cinglera del Capelló*, donde además de dicho yacimiento, se han excavado el Abric Agut, Balma del Pinyons, Balma de la Costa de Can Manel y en 2015 se ha iniciado la excavación del Abric de la Consagració.

Los trabajos en el yacimiento del Abric Romaní se centran en la excavación en extensión de la superficie del yacimiento y de todos sus niveles arqueológicos, dejando un testigo en la parte central del abrigo y la *Coveta nord* al oeste. A partir del nivel J también se deja al sur del yacimiento un testigo de la caída de bloques. Las excavaciones y estudios sistemáticos basados en nuevos métodos y técnicas arqueológicas, influenciados en gran medida por los principios de la Arqueología procesual, han dado un nuevo enfoque a dichos estudios. Por ejemplo, la estrategia de excavación ha ido direccionada hacia una interpretación paleoetnográfica del registro arqueológico. El método de excavación utilizado desde 1983 ha sido el método de Laplace-Méroc basado en la aplicación de las coordenadas cartesianas (Laplace-Méroc 1954a y 1954b). Asimismo, se intenta establecer las

relaciones, a nivel horizontal, de los objetos arqueológicos para conocer la organización y distribución del espacio. El enfoque va dirigido a la obtención de una visión sincrónica de los procesos de ocupación, así como al conocimiento de la evolución diacrónica del mismo. En definitiva, la investigación se conduce desde una perspectiva interdisciplinar con el objetivo de obtener una mayor y mejor información de tipo comportamental, cronoestratigráfica y paleoambiental.

En la actualidad se ha llegado al nivel Q, habiéndose excavado parcialmente (debido a las antiguas excavaciones) los niveles que van del E al J. A partir del K todos los niveles se han localizado intactos y se han podido excavar en extensión (**figura 4.8**).



Figura 4.8. Vista general de la excavación del nivel M (año 2004). Fotografía: IPHES.

4.4. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA Y DINÁMICA SEDIMENTARIA DEL YACIMIENTO

Los primeros estudios estratigráficos fueron realizados por A. Romaní. A pesar de la secuencia documentada en el sondeo denominado *Pou Romaní*, la información que se tiene de éste en esa época es escasa y nunca fue integrada dentro del esquema general del yacimiento. La información que se disponía era de los primeros 4 m donde A. Romaní distinguió 15 capas, de las cuales solo 6 eran arqueológicas (Bartrolí *et al.*, 1995). Posteriormente, Eduard Ripoll describió los sondeos que realizó y, tomando como referencia el sondeo del *Pou Romaní*, documentó 11 niveles arqueológicos (Ripoll y Lumley, 1964-1965). En 1988 Rafael Mora, en su tesis doctoral, agrupó todos los niveles arqueológicos según la dinámica sedimentaria en conjuntos que irían del I al IV (Mora, 1988). En la década de los 90' del S. XX, como elemento fundamental para el conocimiento del Abric Romaní, el

CREPS y el LAUT levantaron sendas columnas litoestratigráficas identificando hasta 27 niveles con ocupación humana (Carbonell, *et al.* 1994). A estos niveles se les dio una letra y contando que el superficial se le consideró nivel 0, la serie arqueológica va del nivel A a la Z, agrupándolos dentro de los conjuntos establecidos previamente por R. Mora.

Todos los depósitos de la *Cinglera del Capelló* tienen un proceso de formación similar. Se distinguen cuatro litofacies principales: 1) formación de travertinos y niveles algales (estromatolitos) (Viles y Goudie 1990); 2) gravas y caídas de bloques que forman niveles discontinuos pobremente estratificados; 3) conglomerados, arenas carbonatadas y limos en forma de gradientes y lechos horizontales discontinuos; 4) limos rojos con arenas de origen eólico que forman lechos irregulares y masivamente estratificados. Estas litofacies nos hablan del contexto climático de formación. Las litofacies 1), 2) y 3) están relacionadas con la caída de agua por goteo y, por tanto, son indicativas de condiciones húmedas, mientras que la 4) tiene que ver con condiciones áridas o semiáridas (Vaquero *et al.*, 2013).

4.4.1. SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA

La secuencia litoestratigráfica del Abric Romaní tiene una potencia sedimentaria de 20 m y está formada, principalmente, por travertinos, arenas y limos (**figura 4.9**). Como acabamos de comentar, la secuencia está compuesta por cuatro series sedimentarias:

1. Serie de plataforma
2. Serie palustre
3. Serie de caída de bloques
4. Serie de terrígenos

1. Serie de plataforma

Es la parte principal de la secuencia sedimentaria como resultado de la actividad hídrica. El elevado contenido en carbonato cálcico del agua hace que éste precipite sobre las plantas y provoque la aparición de formaciones travertínicas. La extensión horizontal de dichas formaciones determina la creación de plataformas. Esta serie presenta diferentes facies según el tipo de vegetación a la que queda fijado el carbonato. Por tanto, tendremos **travertino tubular** formado por los tallos de las plantas; **travertino filiforme** fruto del musgo y **travertino de hojas** formado por las hojas de diferentes plantas.

2. Serie palustre

Es la serie que presenta más variedad de facies y viene definida por la presencia o ausencia de agua, generando la formación de gours y paleocanales. Entendemos como gours pequeñas acumulaciones de agua de dimensiones decimétricas y cerradas por el concrecionamiento calcáreo que uno encuentra en el interior de una cavidad. En cambio, el paleocanal es un canal aluvial fósil que marca las zonas de más energía hídrica y se localiza en las zonas de más pendiente, generalmente fuera de la visera o entre los gours. Las facies presentes en esta serie son: las de oncolitos, las de arenas carbonatadas, las de limos y las de travertinos con toda su variedad según las plantas en las que haya quedado fijado el carbonato.

Las **facies de oncolitos** tienen su origen en la precipitación de carbonato cálcico sobre las algas azules y verdes (Blatt *et al.*, 1972 en Carbonell, *et al.*, 1994). Se forman en momentos de mayor intensidad hídrica y generalmente se encuentran en la base. Sus medias son heterométricas, con formas subredondeadas y morfologías diversas.

Las **facies de arenas carbonatadas** se caracterizan por una disminución de la intensidad del agua, que es cuando se depositan. Posteriormente se describen las **facies de limos**, que rellenan la cavidad cuando ya casi es inexistente la circulación de agua. Éste último fenómeno determina la colmatación o el abandono del depósito de agua.

En los márgenes de los gours se pueden acumular restos vegetales que podrán llevar a la **formación de travertino** que dará lugar a las plataformas.

En definitiva, las dimensiones de los gours y paleocanales y sus posiciones en el abrigo determinarán la presencia o ausencia de alguna de estas facies. Así mismo, el tipo de gour, por goteo de la cornisa o por arroyo, vendrá diferenciado por su posición en el abrigo.

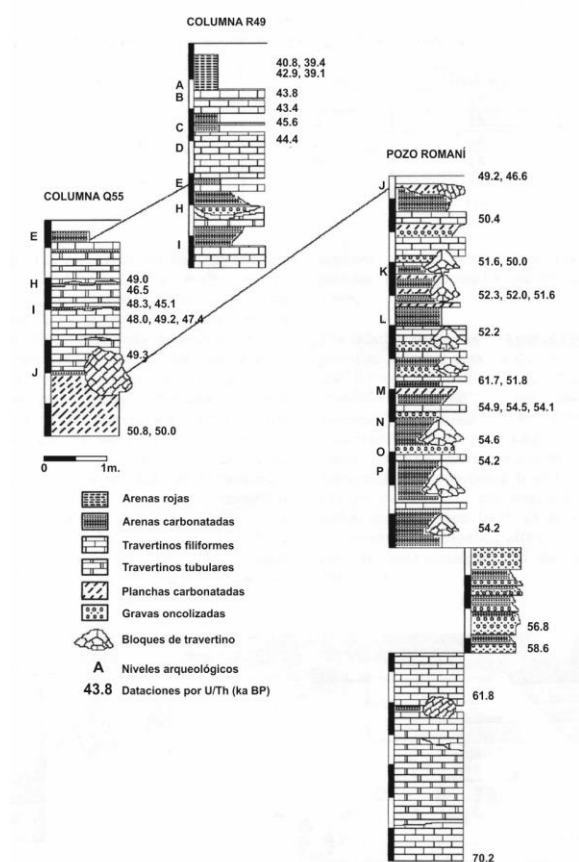
3. Serie de caída de bloques

Está representada por dos tipos de facies: de plaquetas y de bloques. Las **facies de plaquetas** las encontramos en los tercios inferiores de la serie litoestratigráfica y se corresponde con pequeños fragmentos poligonales y angulosos provenientes del techo y la pared del abrigo, producto de la fragmentación por condiciones climáticas frías (Lumley y Ripoll, 1962). Las **facies de bloques** están formadas por grandes bloques angulosos de medidas decimétricas a métricas que se disponen de forma irregular en la superficie del abrigo. Los niveles E y J son ejemplo de esta facies. El colapso de

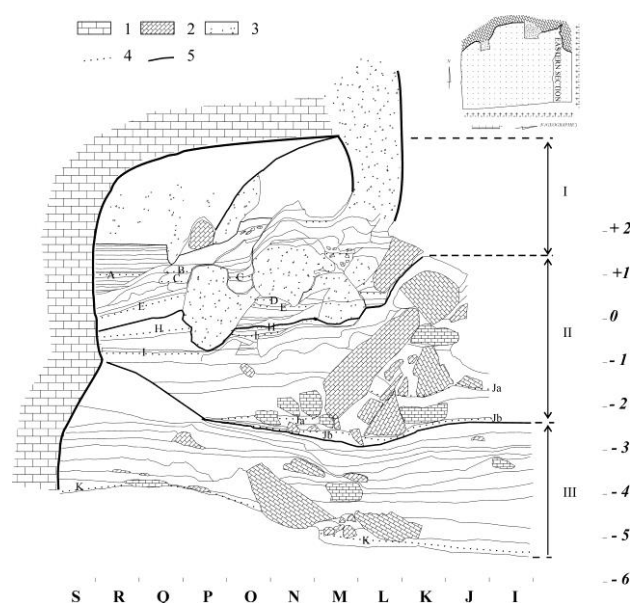
parte de la cornisa o los movimientos sísmicos podrían ser los causantes de la formación de ésta facies.

4. Serie de terrígenos

Se trata de una serie formada por facies de arcillas y limos rojos que en la secuencia sedimentaria sólo se han localizado en dos puntos: en la superficie del abrigo, de origen eólico, como ya interpretó A. Romaní (Bartrolí, *et al.*, 1995) y que Bischoff *et al.* (1988) ratificaron más tarde y, en el nivel E, de origen edáfico, asociado a un momento de caída de bloques.



a)



b)

Figura 4.9. a) Estratigrafía del Abric Romaní (Vaquero y Pastó, 2001). **b)** Sección Coveta Nord. 1/ Pared del Abric Romaní, 2/ Bloques caídos de la cornisa, 3/ Estalagmitas y estalactitas, 4/ Niveles arqueológicos, 5/ Mayores discontinuidades. (Vallverdú, 2002, modificado en Vallverdú *et al.*, 2012b)

En definitiva, la secuencia estratigráfica del Abric Romaní se puede correlacionar con el final del estadio isotópico marino 4 (MIS 4: 71 – 57 ka BP) y con el estadio isotópico marino 3 (MIS 3: 57 – 29 ka BP), a pesar que todos los niveles excavados hasta el momento (niveles A-Q) pertenecen al MIS 3. De esta forma, a lo largo de la evolución de la secuencia se suceden ocho ciclos Dansgaard-Oeschger (del D-O 19 al D-O 12) y dos Eventos de Heinrich (HE 6 y HE 5). La alta resolución estratigráfica del yacimiento y la buena conservación de los materiales, ha permitido desarrollar una reconstrucción paleoecológica desde diversas disciplinas.

4.4.2. DINÁMICA SEDIMENTARIA

Como lo demuestran las series de plataforma y palustres, la sedimentación del Abric Romaní tiene una dinámica cíclica. La acción del agua en el interior del abrigo ha determinado la presencia de gours, paleocanales y la formación de diferentes plataformas travertínicas. La alternancia de estas dos series constituye la sedimentación básica del yacimiento (**figura 4.10**). Las series de caída de bloques y los terrígenos aparecen puntualmente y generalmente, van muy ligadas a condiciones paleoclimáticas específicas. La caída de bloques es indicador de condiciones climáticas frías y la formación de terrígenos de aridez, como lo demuestra la formación de suelos y los aportes eólicos.

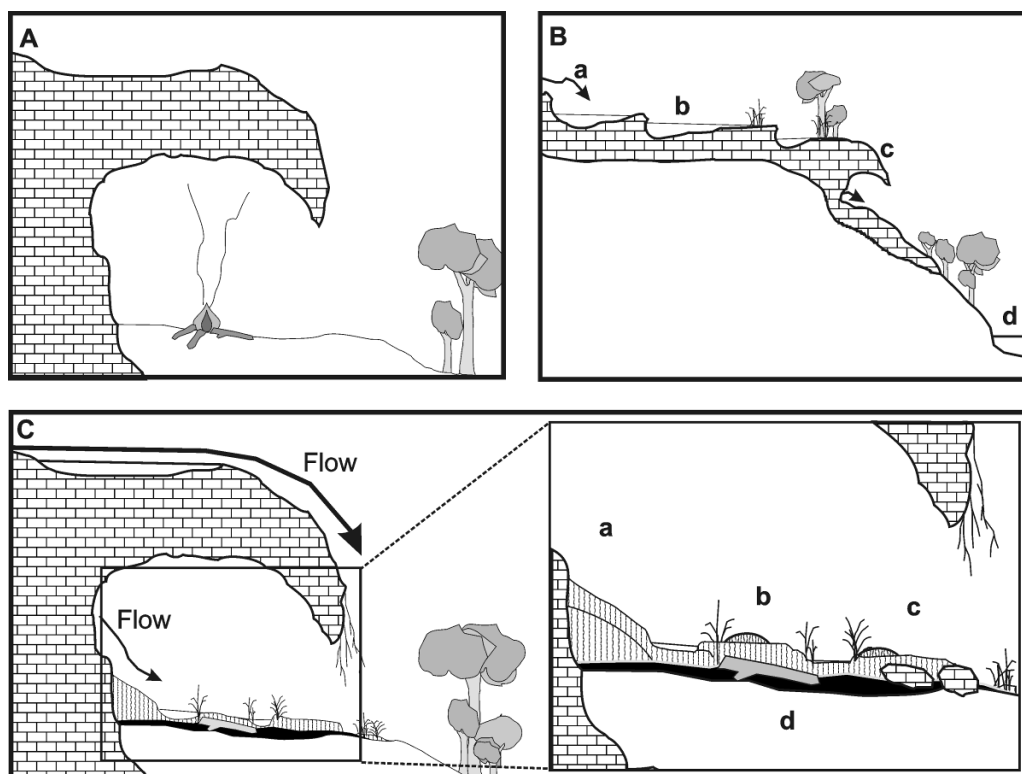


Figura 4.10. Dinámica sedimentaria típica para los niveles arqueológicos del Abric Romaní. Fuente: Solé, Allué y Carbonell, 2013. **A)** Ocupación de un nivel durante una fase seca. **B)** Sistema regional de la *Cinglera del Capelló*; a) Surgencia de agua, b) niveles de terrazas escalonadas, presas y piscinas, d) río Anoia. **C)** Activación de la circulación hídrica en el interior del yacimiento con la consecuente interrupción de la ocupación; a) Caída de agua de las paredes formando una rampa y depósitos de arenas y clastos, b) Pequeños domos, rampas escalonadas con surcos y canales formando horizontes estratificados discontinuos, c) caída de bloques de la cortina travertínica, d) ocupación del nivel con el registro arqueológico.

Otros elementos que forman parte de la dinámica sedimentaria, aunque en menor medida, son los aportes detríticos. Las arcillas, limos y arenas que rellenan parte de la cavidad en diferentes momentos son el resultado de diferentes procesos como la descomposición de travertinos, el transporte por agua, etc. (Carbonell *et al.*, 1992).

En definitiva, como estableció M. Vaquero (1997) en su tesis doctoral, los cuatro conjuntos sedimentarios agrupan los siguientes niveles arqueológicos y se caracterizan por:

- **Conjunto I.** Corresponde al techo de la secuencia. No presenta material arqueológico y está formado por arcillas y limos de color rojo de origen eólico.
- **Conjunto II.** Empieza el ambiente sedimentario de plataforma que se intercala con ambientes palustres donde se dan las ocupaciones humanas. Estos ambientes palustres corresponden al nivel A (Paleolítico Superior), seguido de los niveles musterienses B, C y D.
- **Conjunto III.** Predominio de un ambiente de plataforma intercalado por ambientes lacustres y se localizan los niveles E al I.
- **Conjunto IV.** Adquiere relevancia la facies de caída de bloques, como en el caso del nivel J. Este conjunto llega hasta el final de la secuencia. Los bloques desprendidos por el colapso de la cornisa condicionaron el espacio del abrigo cambiando por completo las condiciones de habitabilidad.

4.5. CRONOLOGÍA

Las dataciones que se tienen sobre el Abric Romaní se han obtenido mediante dos métodos de datación, el U/Th y el C¹⁴ (AMS), que han dado una correlación y coherencia interna muy elevada (Bischoff *et al.*, 1988; Bischoff *et al.*, 1994; Carbonell *et al.*, 1994; Vallverdú *et al.*, 2012b; Vaquero *et al.*, 2013). La gran cantidad de uranio en el agua de Capellades hizo decantarse por el método del U/Th para la datación de los travertinos, que tienen una formación cíclica y se encuentran a base y techo de todos los niveles arqueológicos. Fruto de esa ciclicidad se ha podido establecer la tasa de sedimentación de los travertinos en 570 cm/ka. El ¹⁴C (AMS) se aplicó a los restos de carbones recuperados entre los niveles A y J.

La primera serie de dataciones se realizó sobre los primeros 12 m de la secuencia estratigráfica dando una cronología entre 39.400 ± 1.500 y 63.200 ± 900 años BP por U/Th. Mediante C¹⁴ por AMS se dataron los primeros 4 m de la secuencia, del nivel A al J, con una cronología entre los 23.160 ± 490 (nivel A) y los 47.100 ± 2.100 años BP (nivel J) (Bischoff, *et al.*, 1988; 1994; Mora, 1988) (**tabla 4.1**). La segunda serie de dataciones se realizó sobre el total de la secuencia estratigráfica y dio para el nivel A una cronología entre los 37.3 Ka BP y los 37.9 Ka BP, y para el último nivel 70 Ka BP (Bischoff, *et al.*, 1994; Carbonell *et al.*, 1994). Actualmente, se ha mejorado las fechas de algunos niveles con más dataciones (Vallverdú *et al.*, 2012b; Vaquero *et al.*, 2013) (**tabla 4.2**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Nivel	Lab. Ref.	Edad	Edad Cal. BP	Material
Arqueológico		radiocarbónica		
A	AA-7395	37.290 ± 990	43.610-41.250	Carbón
A	AA-8037A	35.400 ± 810	42.690-38.810	Carbón
A	AA-8037B	37.900 ± 1.000	44.180-41500	Carbón
A	NZA-1817	28.440 ± 650	35.330-31.010	Carbón
A	NZA-1818	23.160 ± 490	29.030-26.870	Carbón
B	NZA-2312	43.500 ± 1.200	49.630-44.150	Carbón
B	AA-7396	29.230 ± 530	35.760-32.680	Carbón
D	NZA-2313	40.680 ± 940	46.000-42.720	Carbón
E	NZA-2314	43.200 ± 1100	49.190-44070	Carbón
H	NZA-2315	44.500 ± 1.200	50.570-44.770	Carbón
H	NZA-3138	44.140 ± 5.930	59.120-37840	Carbón
J	NZA-2316	47.100 ± 2100	55.910-45.350	Carbón

Tabla 4.1. Dataciones por C14 (AMS) del Abric Romaní (Bischoff et al., 1994; Carbonell et al., 1994). La calibración se ha hecho usando el método Stuiver *et al.* (2000).

Localización	Nº de lab. USGS	Profundidad	UPPm	230 _{th} /232 _{th}	Datación por U/Th en Ka
Arqueológica					
Techo nivel A	87-88	30	0.98	26	40.8± 1.3*
Techo nivel A	87-36f	-10	1.24	7	39.4± 1.5
Techo nivel A	87-35f	-20	1.3	11	42.9± 1.6
Techo nivel A	90-AR4	-50			41.8± 0.8*
Base nivel A	90-AR3	-70			42.7± 1.3*
Base nivel B	87-52	-110	0.73	9	43.4± 1.5
Base nivel B	87-32f	-120	0.88	21	48.1± 3
Base nivel B	87-107	-120	0.60	19	43.1± 1.5
Base nivel B	86-35f	-100	0.65	35	42.4± 7.5
Base nivel C	87-41f	-150	0.69	52	44.2± 1.5
Base nivel C	87-133	-150	0.33	>1,000	44.6± 1.5
Base nivel C	87-126	-180	1.01	11	44.9± 2.5
Techo nivel E	03-64	-200	1.0	18	38.1± 0.9
Techo nivel E	02-18	-200	0.88	53	36.4± 1.4
Techo nivel H	02-22	-290	0.74	15	49.0± 1.5
Techo nivel H	03-65	-290	0.58	16	46.5± 1.1
Techo nivel I	87-55	-340	0.75	20	45.1± 3.1
Techo nivel I	02-21	-340	0.86	26	48.3± 1.5
Base nivel I	87-54	-360	0.92	70	45.3± 1.5
Base nivel I	87-129	-360	0.79	105	47.7± 1.6
Base nivel I	87-66	-360			48.6± 2.3
Base nivel I	87-64	-360			46.9± 2.6
Base nivel I	87-56	-360			46.3± 2.4
Base nivel I	87-60	-380			49.2± 3.3
Base nivel I	87-123	-370	0.96	86	48.0± 1.6
Base nivel I	87-59	-380			47.4± 2.5
Base nivel I	87-57	-390			49.3± 2.7
Techo nivel J	87-61	-480	0.55	>1,000	49.3± 1.6
Techo nivel J	87-58	-490			49.2± 2.9
Techo nivel J	02-19	-500	0.80	34	46.6± 1.7
Base nivel J	87-3	-520	1.82	>1,000	50.0± 1.6
Base nivel J	87-16	-520	1.80	>1,000	50.8± 0.8
Techo nivel K	02-24	-600	0.45	13	50.0± 2.2
Techo nivel K	07-19	-600	0.68	>1,000	51.6± 0.3
Techo nivel L	86-58f	-650	2.00	>1,000	52.0± 1.26
Techo nivel L	87-10f	-650	1.84	>1,000	53.0± 0.8
Techo nivel L	87-128	-650	1.00	>1,000	51.9± 1.6
Techo nivel L	87-4f	-685	0.65	>1,000	52.2± 1.6
Techo nivel L	02-20	-700	0.77	146	50.6± 2.0
Techo nivel M	02-23	-800	0.98	79	51.8± 1.4
Techo nivel M	03-67	-800	0.64	164	61.7± 2.2
Techo nivel N	87-17f	-820	1.34	27.5	54.9± 1.7
Techo nivel N	87-5f	-820	1.22	27	54.1± 1.6
Techo nivel N	02-17	-850	0.82	50	55.8± 2.3
Techo nivel O	07-9	-950	0.71	330	54.6± 0.4
Techo nivel P	07-10	-980	0.76	149	54.24± 0.42
Pozo Romaní	86-65f	-1010	1.56	13	55.0± 2.6
Pozo Romaní	87-131	-1010	0.80	30	53.4± 1.6

Pozo Romaní	87-129	-1155	0.92	29.5	54.5± 1.7
Pozo Romaní	87-11f	-1155	1.46	23	55.5± 1.7
Pozo Romaní	86-57f	-1155	1.60	32	60.6± 1.7
Pozo Romaní	86-51f	-1180	1.93	40	57.2± 0.8
Pozo Romaní	87-12f	-1180	1.79	29	59.6± 1.7
Pozo Romaní	87-130	-1180	0.97	27.5	59.0± 1.7
Pozo Romaní	86-67f	-1240	1.73	23	63.2± 0.9
Pozo Romaní	87-132	-1240	0.91	43	59.0± 1.7
Pozo Romaní	86-63f	-1240	1.75	14	60.1± 1.8
Pozo Romaní	87-62	-1240	0.93	15	58.0± 2.6
Pozo Romaní	87-63	-1240	0.89	16	59.6± 2.6
Pozo Romaní	93-12	-1425	0.85	8	60.0± 2.0
Pozo Romaní	93-13	-1480	0.65	20	57.0± 2.0
Pozo Romaní	93-14	-1580	1.10	121	61.0± 2.0
Pozo Romaní	93-15	-1640	0.98	18	70.0± 2.0

Tabla 4.2. Dataciones por U/Th de muestras de travertinos del Abric Romaní (Bischoff *et al.*, 1988; 1944; Mora, 1988; Vallverdú *et al.*, 2012b; Vaquero *et al.*, 2013).

Las dataciones adscriben el Abric Romaní al Paleolítico Medio, a excepción del nivel A que se incluiría en el Paleolítico Superior.

4.6. NIVEL ARQUEOLÓGICO M

El nivel M se excavó durante los años 1999 y 2007, en dos fases. Una primera, del 1999 al 2004, donde se excavó la mayor parte de la superficie del nivel, y otra durante los años 2006 y 2007 en los que se excavó una pequeña zona en contacto con la *Coveta Nord* (sección este arqueológica), puesto que en los años anteriores se había acondicionado dicho perfil, llegando a obtener una pequeña superficie del nivel M (**figura 4.11**).



Figura 4.11. Excavación nivel M año 2004. Fotografía: IPHES.

Este nivel ha sido largamente trabajado con las defensas de cuatro tesis doctorales (Martínez, 2005; Cachón, 2009, Fernández-Laso, 2010 y Picin, 2014), así como tres tesis de máster (Solé, 2007; Marnaoui, 2011; Marín, 2014) y diversas publicaciones de carácter específico (Fernández-Laso *et al.*, 2011; Chacón *et al.*, 2013; Chacón *et al.*, 2014; Solé, Allué y Carbonell, 2013; Vaquero *et al.*, 2015, entre otros). A partir de los datos bibliográficos vamos a presentar el nivel por temáticas.

El conjunto está formado por 18.946 restos arqueológicos entre fauna, industria, carbones, malacofauna y pseudomorfos de madera. La superficie de excavación es de unos 231 m² (**figura 4.12**). Durante la excavación se localizaron dos subniveles, el Msup, a techo y sólo visible en algunas partes de la zona norte del abrigo y el Minf, a base y el cual aparece de forma discontinua. Debido a que los dos subniveles en muchos lugares son difíciles de separar y a la localización de remontajes líticos entre subniveles, nos hemos decantado por estudiar el nivel M como uno solo, sin dividirlo en subniveles. Las dataciones obtenidas del nivel M están en torno a los 53 ka BP. Hay dos dataciones a techo del nivel con cronologías de 61.7 ± 2.2 y 51.8 ± 1.4 Ka BP, y tres a techo del nivel N: 54.9 ± 1.7 , 54.1 ± 1.6 y 55.8 ± 2.3 Ka BP (**ver tabla 4.2**). Si descartamos la datación de 61.7 ± 2.2 por ser la menos coherente, el conjunto nos da un rango cronológico para el nivel M entre 51.8 ± 1.4 y 54.9 ± 1.7 Ka BP.

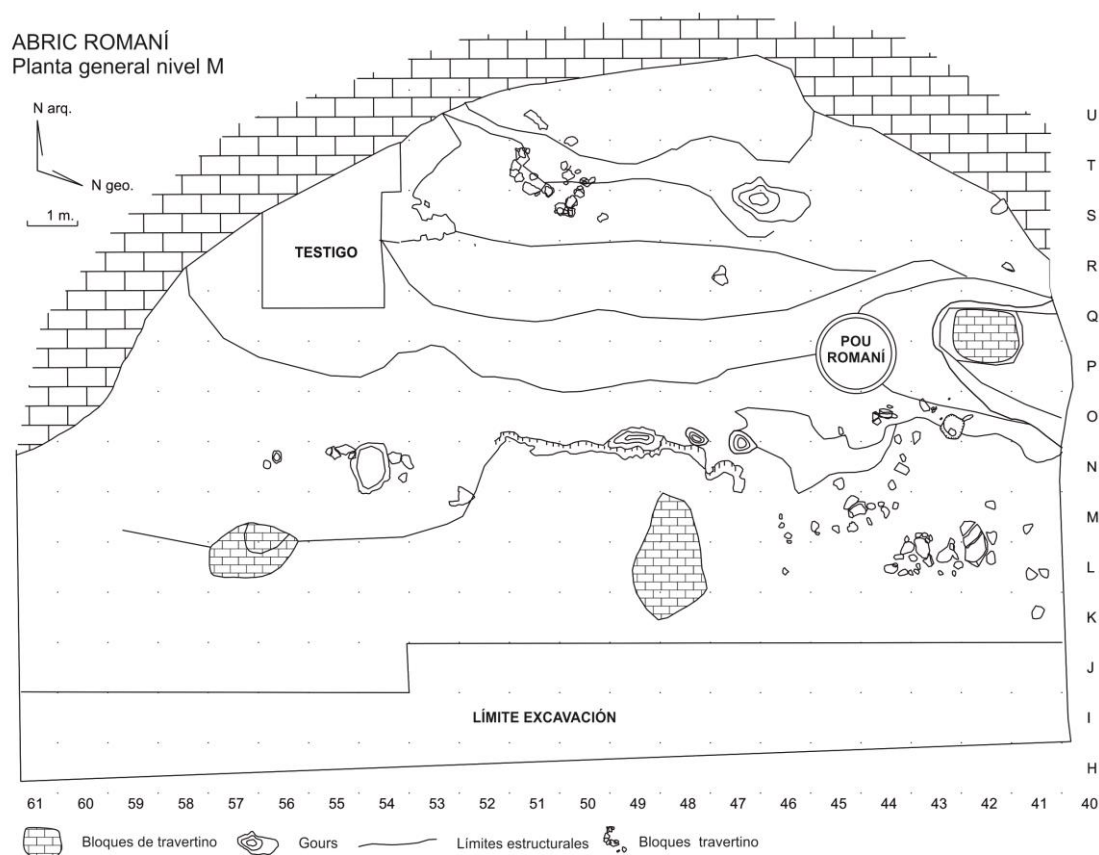


Figura 4.12. Planta general del nivel M del Abric Romaní.

4.6.1. LA INDUSTRIA LÍTICA

El registro lítico del nivel M se compone de 6.083 piezas (**tabla 4.3**). La materia prima más representada, como viene dándose en todos los niveles, es el sílex con un 80'8%, seguido de la caliza con un 9'3%, el cuarzo con un 5'3% y la pizarra con un 3'9%. El resto de materiales no sobrepasan el 1% y, ordenados de mayor a menor cantidad se definen areniscas, granitos, cuarcitas, ágatas, pórfidos y calcarenitas. Todos ellos equivalen al 0'6% del total. Los porcentajes de sílex, son muy similares para todos los niveles arqueológicos del Abric Romaní, a excepción del nivel I y K, el primero con un 60% y el K con un 50% del total (Carbonell, 2002; Vallverdú *et al.*, 2005; Chacón, *et al.*, 2007; Chacón, 2009).

	BN	BNC	BNE	BNE. FRAG.	BP	BPF	FBP	Frag.	Total
Sílex		34 ,56%	40 ,66%	9 ,15%	2694 44,28%	658 1,82%	1468 24,13%	15 0,25%	4918 80,85%
Caliza	29 1,91%	1 ,02%	6 ,10%	2 ,03%	141 2,32%	70 1,15%	226 3,71%	91 1,50%	566 9,3%
Cuarzo		1 ,02%			28 ,46%	7 ,12%	110 1,81%	179 2,94%	325 5,34%
Pizarra	1 ,02%	3 ,05%			15 ,25%	6 ,10%	95 1,56%	115 1,89%	235 3,86%
Arenisca	4 ,07%		1 ,02%		3 ,05%	1 ,02%	1 ,02%	3 0,05%	13 ,21%
Granito					6 ,10%	2 ,03%		1 0,02%	9 ,15%
Cuarcita					5 ,08%	1 ,02%	1 0,02%		7 ,12%
Ágata					3 ,05%	1 0,02%			4 ,07%
Pórfido					3 ,05%				3 ,05%
Calcarenita					1 ,02%			1 0,02%	2 ,03%
Estalagmita		1 ,02%							1 ,02%
Total	34 ,56%	40 ,66%	47 ,77%	11 ,18%	2899 47,65%	746 12,26%	1901 31,25%	405 6,66%	6083 100%

Tabla 4.3. Relación de las materias primas líticas con las categorías estructurales del nivel M. Modificado de Chacón, 2009.

Por categorías estructurarles predominan los objetos resultantes de las secuencias de explotación. Las Bases Positivas (BP), Bases Positivas Fracturadas (BPF) y Fragmentos de Bases Positivas (FBP) están representados por un 91'2% del total. Los elementos retocados son una minoría, representando únicamente el 0'7% del total, siendo el sílex (n=34) la materia prima utilizada casi de manera exclusiva. Los elementos configurauros que predominan son los denticulados, seguido de las raederas y en menor proporción las muescas. Las estrategias de talla evidencian un predominio de las unipolarizadas bifaciales, siendo la modalidad más utilizada la centrípeta. El método de talla

empleado, casi exclusivamente, en el nivel M es el discoide ($n=31$), particularmente la modalidad bifacial centrípeta. Los volúmenes de los núcleos se conciben divididos en dos superficies secantes delimitadas por un plano de intersección que se sitúa en la horizontal. Las superficies se explotan en la mayoría de los casos por igual, casi siempre en alternancia, para reducir el volumen al máximo y así obtener el mayor número de productos de talla posibles. Por último, el número de Bases naturales recuperadas es de 35, la mayoría en caliza. El tipo predominante son las bases naturales fracturadas (Bnc) (Chacón, 2009; Chacón *et al.*, 2013).

El análisis funcional realizado al conjunto lítico del nivel M se ha efectuado sobre 62 lascas (Martínez, 2005; 2008), entre las que siete muestran trazas de uso y cuatro deformaciones indeterminadas. Las lascas cuentan con laterales amplios, y delineaciones rectas o convexas, adecuados para las actividades de carnicería. Las materias trabajadas se limitan, casi por completo, al procesamiento de animales. En el nivel M, de los siete objetos que presentan trazas de uso, tan sólo uno presenta deformaciones por acciones transversales sobre piel y en ningún caso se ha reconocido el trabajo sobre materias vegetales.

4.6.2 LA FAUNA

El registro faunístico del nivel M está representado por 7.656 restos. Se caracteriza, como suele pasar en los distintos niveles del Abric Romaní, por un alto porcentaje de huesos fracturados como consecuencia de la actividad de los homínidos como agentes principales de las acumulaciones faunísticas, los cuales realizan un aprovechamiento intensivo de los mismos. Un 54'52% del total son huesos iguales o menores a 2 cm. También presentan un elevado porcentaje en alteraciones térmicas, del que el 12'7% presenta el máximo grado de alteración, mientras que el 58'8% presentan algún tipo de alteración térmica (Fernández-Laso *et al.*, 2011). La presencia de estos restos quemados con marcas antrópicas sería el resultado de una eliminación sistemática de los desperdicios (Carbonell y Rosell, 2001). En definitiva, el procesamiento intensivo de los restos faunísticos y su posterior tratamiento, son algunos de los fenómenos que dificultan la identificación anatómica y taxonómica del registro pudiendo adscribir a una u otra especie un conjunto relativamente pequeño del registro total recuperado (en torno al 10%).

Las especies representadas son *Cervus elaphus* ($n=711$), *Equus caballus* ($n=84$), *Bos primigenius* ($n=31$) y de manera testimonial *Stephanorhinus cf. hemitoechus* ($n=2$). Los carnívoros también están presentes con un fragmento de mandíbula de hiena (*Crocuta crocuta.*) y una fíbula de Ursidae (*Ursus sp.*) (Fernández-Laso, 2010; Marín, 2014). Los restos de estos animales son poco frecuentes en el abrigo y normalmente están asociados a contextos no antrópicos de ocupación del abrigo (Carbonell

et al., 1996; Cáceres *et al.*, 1993), menos en algún caso aislado, como en el nivel O que comentaremos posteriormente (Gabucio *et al.*, 2014).

Como ocurre en casi todos los niveles del Abric Romaní, existe una representación esquelética desigual de los restos, que siempre se ha interpretado como una evidencia de un aporte diferencial de los animales en función de su peso (Marín, 2014). Como ya apuntaron Rosell (2001), Cáceres (2002) y Fernández-Laso (2010) en sus tesis doctorales, así como en otros trabajos (Saladié, 1998; Gabucio, 2007; Rivals *et al.*, 2009; Carbonell, 2012 entre otros) los animales de talla mediana y pequeña (cérvidos y équidos infantiles) acostumbran a ser trasladados íntegramente al abrigo, donde una vez en su interior se produciría el procesado y posterior consumo. Los animales de talla grande (bóvidos y équidos adultos) son preparados y descuartizados en el lugar de obtención, trasladando sólo el cráneo y las extremidades. Este tipo de estrategia es la que Perkins y Daly (1969) denominaron *efecto schleep* (Marín, 2014). La representación anatómica del nivel M muestra un sesgo con respecto a las partes del esqueleto axial postcraneal. Esta distribución indica un predominio de elementos y porciones de elementos de alta supervivencia frente a los de baja supervivencia. Según Marín (2014) aplicando los índices de Faith y Gordon (2007) se discrimina entre los elementos de alta y baja supervivencia y así se obtiene unos índices de utilidad económica que no son distorsionados por la utilización de los patrones de anatómicos completos. Siguiendo esta idea Marín (2014) establece para el nivel M que el transporte de carcassas animales dentro del abrigo por parte de los neandertales es el resultado de un tipo de estrategia *Unconstrained* (Faith y Gordon, 2007), lo que implica que el transporte de los elementos no se puede explicar por su utilidad alimenticia o por la talla de peso del animal, sino que los elementos esqueléticos son transportados en relación a su abundancia en un animal completo (Marín, 2014).

4.6.3. EL PALEOAMBIENTE

Los primeros estudios palinológicos del Abric Romaní fueron realizados por E. Metter (1978) y S. Deguilleume (1987), los cuales concluyeron que la secuencia del abrigo correspondía a un período de clima frío y seco anterior a la fase seca terminal del Würm II, con el predominio del pino sobre las especies arbóreas. Posteriormente, Burchjachs y Julià (1994; 1996) realizaron análisis palinológicos de toda la secuencia del Abric Romaní, estableciendo como resultado, aún vigente (Burchjachs *et al.*, 2012; Vaquero *et al.*, 2013), la presencia de fluctuaciones climáticas y la existencia de cambios climáticos. Se detectaron cinco fases climáticas donde el clima fue fluctuando de períodos más cálidos a más fríos y secos. El nivel M se encuentra dentro de la fase 3, con una cronología que va de los 57 ka a los 50 ka y se caracteriza por la oscilación climática cada 1.000 años. En esta fase hay un predominio de los taxones *Artemisa*, *Poaceae* y *Pinus* que pueden llegar a representar un 69% de la

vegetación. Dentro de esta fase fría habría cortos períodos cálidos que se caracterizarían por el desarrollo de taxones de paisajes abiertos como cf. *Juniperius*, seguido por un aumento de la masa arbórea con *Quercus* spp., *Olea-Phillyrea* y *Rhamnus* (Burjachs *et al.*, 2012).

A nivel de los micromamíferos, pocos datos se han podido obtener de cara a una reconstrucción paleoambiental. En el nivel M sólo se ha documentado la presencia de la *Talpa europea* (López-García, 2008; 2011).

Los análisis antracológicos llevados a cabo por E. Allué (2002) y Allué, Euba y Solé (2009) para el nivel M, corresponden a 259 restos de carbones analizados, dando una representación arbórea con un 59'2% de *Pinus* tipo *sylvestris/nigra*, seguido de un 1'5% de *Pinus sylvestris/unicinata*, un 6'5% de *Pinus* sp., un 26% de coníferas no determinables y un 6'5% de restos indeterminados.

En general, se constata taxonómicamente que el nivel M no varía con relación al resto de niveles del Abric Romaní (Carbonell *et al.*, 1996; Allué *Op. cit.*; Allué, Euba y Solé *Op. cit.*). El más abundante es el *Pinus* tipo *sylvestris* (pino tipo rojo), demostrando que las pinedas inmediatas al yacimiento presentaban muy poca variabilidad arbórea. Los recursos leñosos se obtendrían mediante una explotación inmediata del entorno, recogiendo las ramas bajas y las del suelo ya secas (Allué *com. pers.*).

A nivel de macrorestos leñosos, el Abric Romaní es un yacimiento muy rico en relación a este tipo de registros. La dinámica sedimentaria de dicho yacimiento, con la elevada y rápida tasa de sedimentación y la deposición del carbonato cálcico, favorece la conservación de los elementos leñosos, ya sean en forma de negativos o improntas (NF) o en positivos de madera (PF). Ambos, por su estrecha relación con la combustión y, por tanto, con los hogares, pueden presentarse o no quemados (NFC o PFC). Estas tipologías han sido definidas por los principales investigadores que han trabajado con este tipo de restos en el Abric Romaní (Carbonell y Castro-Curel 1992; Castro-Curel y Carbonell 1995; Solé 2007; Solé, Allué y Carbonell, 2013).

El conjunto de maderas recuperado en el nivel M es uno de los más abundantes (n=114), caracterizándose por el predominio de las improntas de madera sin alteración por fuego (NF) con un total de 93 restos representando el 81'6% del total. Las maderas que han sufrido alteración térmica representan un 18'4% (n=21), de las que el 13'2% (n=21) son negativos de madera quemada (NFC) y el 5'3% (n=6) restante positivos de madera quemada (PFC). En relación al tipo de material leñoso solo se le ha podido adscribir a 12 elementos: siete NFC y cuatro PFC. Cinco NFC corresponden a la especie *Pinus* tipus *sylvestris/nigra*, uno a *Pinus sylvestris/uncinata* y una conífera indeterminable. Los cuatro PFC se han asociado a *Pinus* tipus *sylvestris/nigra*.

En general, según Solé (2007) y Solé, Allué y Carbonell (2013) la interpretación que se da al conjunto de maderas recuperadas en el nivel M es el de elementos de combustión, presentando una estrecha relación con los hogares y su distribución espacial. A ninguno de los restos de madera se les ha asociado como artefacto entendido como herramienta configurada, a diferencia de otros niveles (Carbonell, 1992; Carbonell y Castro-Curel, 1992; Vaquero, 1997).

4.6.4. ESTRUCTURAS DE COMBUSTIÓN

En el nivel M se localizan un total de 37 estructuras de combustión, distribuidas entre la pared del abrigo, el centro y la parte exterior (**figura 4.13**). Casi todo el material arqueológico recuperado está asociado a alguna de estas estructuras, ya que éstas tienen un papel fundamental como patrón de asentamiento en el abrigo. Estas acumulaciones asociadas a hogares son consecuencia de los procesos de talla y el procesamiento y cocción de los recursos faunísticos, además de tener la función, en determinados momentos, de zonas de eliminación de desperdicios (Carbonell y Rosell, 2001). En definitiva, como demuestran los estudios etnoarqueológicos, los hogares son el elemento que estructura el espacio (Vaquero y Pastó, 2001).

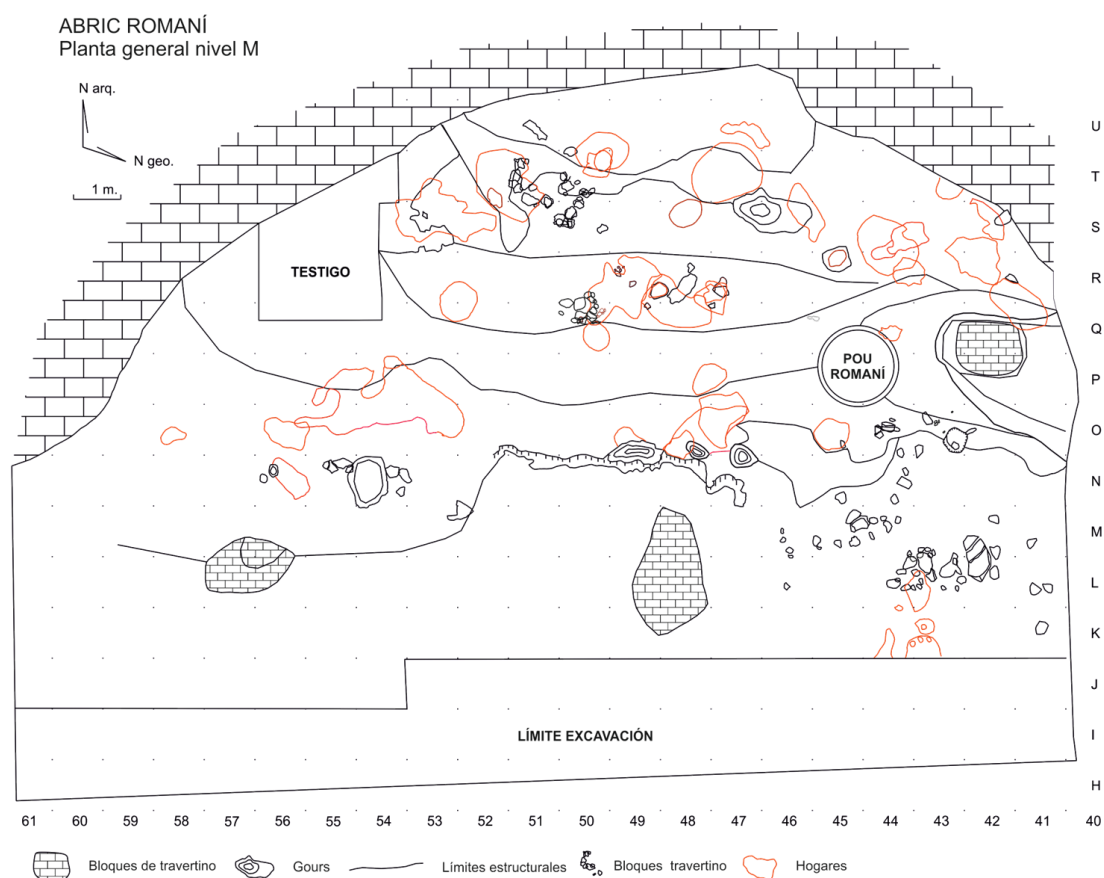


Figura 4.13. Planta de los hogares del nivel M.

4.6.5. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

La distribución espacial de los restos arqueológicos del nivel M del Abric Romaní muestra un patrón que se viene repitiendo en otros niveles con la distribución de la mayoría del registro arqueológico en diversas zonas organizadas a través de los hogares. A través del conjunto faunístico se han establecido 6 aéreas (Fernández-Laso, 2010), las cuales son también válidas para el conjunto lítico (Vaquero *et al.*, 2015) (**figura 4.14**).

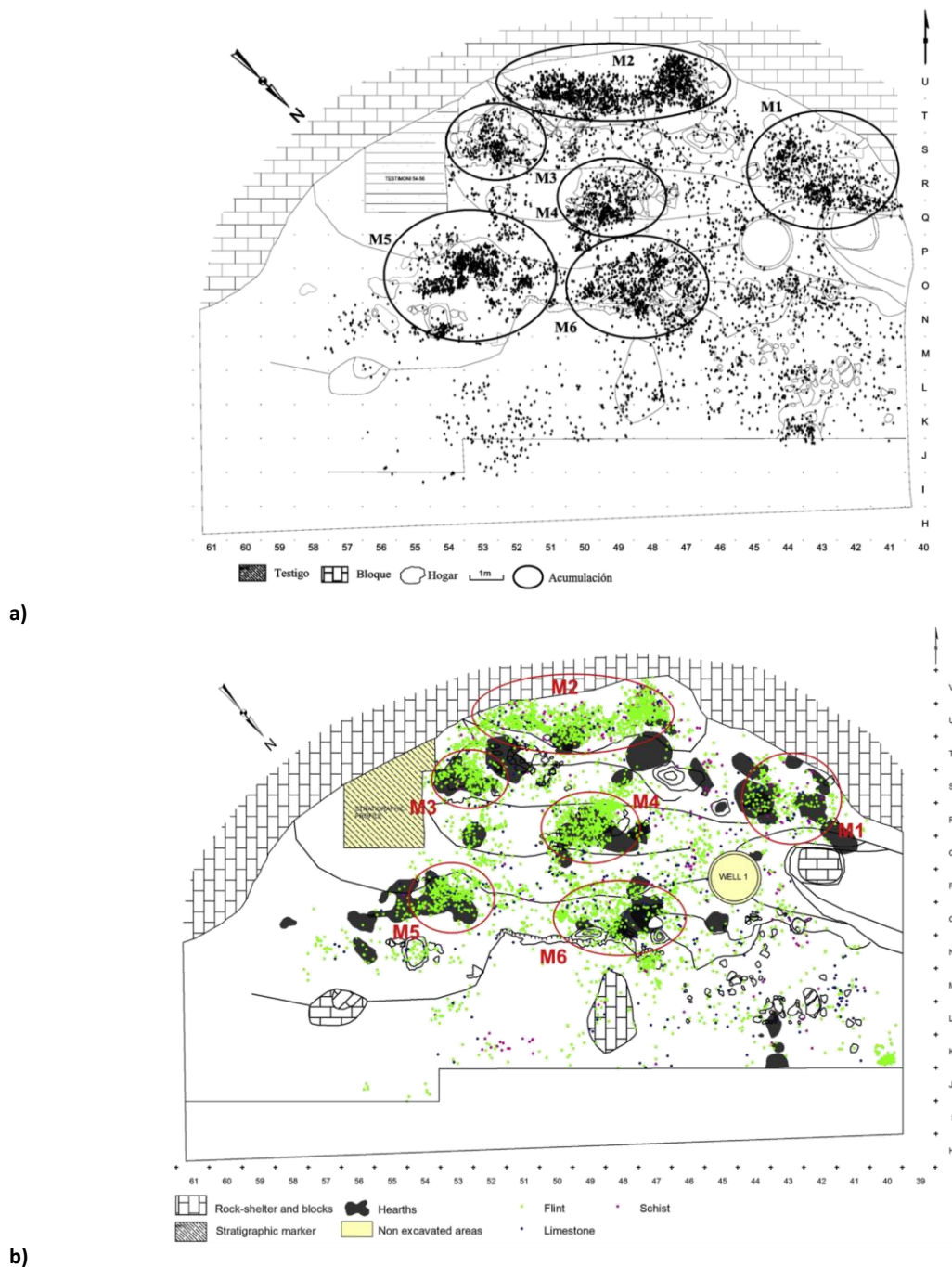


Figura 4.14. a) Dispersión de los restos óseos del nivel M, con las principales acumulaciones. Fuente: Fernández-Laso, 2010. b) Dispersión de los restos líticos del nivel M, con las principales acumulaciones. Fuente: Vaquero *et al.*, 2015.

En relación a los remontajes líticos y, centrándonos en el sílex por ser el material más abundante y, por tanto, más representativo, se han documentado 120 remontajes que agrupan un total de 803 objetos, que equivale al 20% del total (Vaquero *et al.*, 2015). Una cantidad nunca vista antes en la secuencia del Abric Romaní. Estos remontajes muestran 562 líneas de conexión, en el que la mayoría corresponden a secuencias de producción (77'5%), mientras que el resto corresponden a fracturas, sin haberse documentado remontajes de secuencias de configuración. Dichos remontajes han podido establecer un mínimo de 76 unidades de materia prima (RMU). Se entiende por RMU aquel conjunto de artefactos con características macroscópicas similares que provienen de un mismo soporte lítico, hayamos podido o no identificar remontajes (Roebroeks, 1988, Vaquero, 2008). En definitiva, nos definen secuencias de producción a partir de un soporte lítico. Estas RMU han permitido un punto de partida en el estudio de las materias primas y sus áreas de captación, ya que a través de esta primera agrupación se ha organizado el material en tipos silíceos, que serán los que nos permitirán establecer su origen geológico.

En relación a los remontajes de fauna, Fernández-Laso (2010) ha documentado 144 remontajes que agrupa un total de 349 objetos, que equivale a al 4'5% del total del registro faunístico. Los remontajes muestran 363 líneas de conexión. La mayoría de remontajes se sitúan en la acumulación M1 y M2, y un gran número de remontajes (40 con 96 elementos y 80 líneas de conexión) quedarían fuera de las acumulaciones situándose en la zona exterior del abrigo y al este y oeste arqueológico de la zona central.

En definitiva, el nivel M ha proporcionado una gran cantidad de remontajes entre industria y fauna, pudiendo establecer las diferentes áreas de actividad dentro del abrigo, y en el caso de la industria se ha confirmado el reciclaje como una estrategia habitual por parte de los neandertales que ocuparon el abrigo (Vaquero *et al.*, 2015).

4.7. NIVEL ARQUEOLÓGICO Oa

El nivel O se excavó durante los años 2004 y 2013, en dos fases. Una primera que fue del 2004 al 2006 donde se excavó de manera continuada hasta llegara a techo del nivel P la superficie dejada por el anterior nivel (N). En esos años se excavó una superficie de 200 m². En 2007 se decidió perfilar la pared ya que se había observado que en el nivel O el material continuaba hacia dentro de la cavidad. Con varias campañas ajenas a la propia excavación anual programada se llegó a rectificar la pared del nivel O, aumentando la superficie de dicho nivel en 78 m², resultando un total de 278 m² de superficie excavada para el nivel O, la mayor en cualquier nivel de la secuencia arqueológica del Abric

Romaní (**figura 4.15**). Esta segunda fase acabó en el 2013 con la excavación de los últimos vestigios de nivel que quedaban en una pequeña cavidad en el extremo oeste arqueológico.

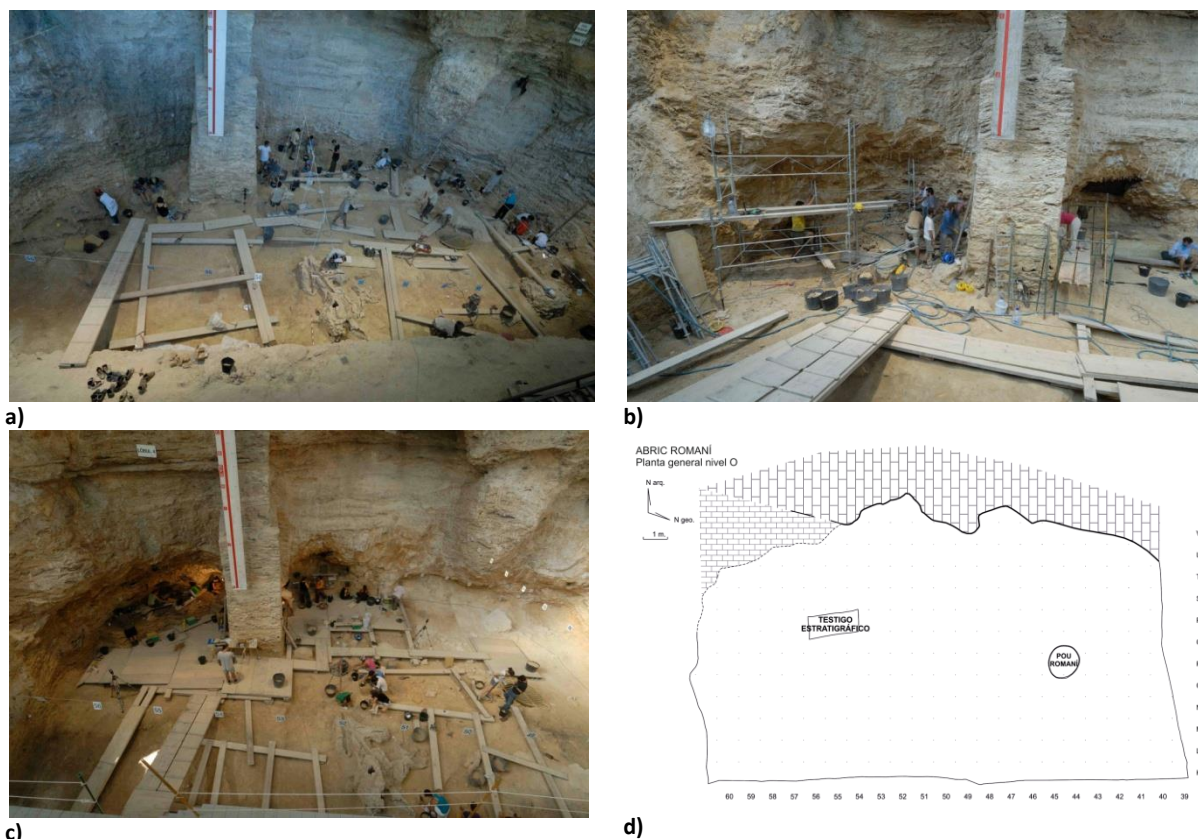


Figura 4.15. **a)** Planta del nivel Oa (año 2006). **b)** Ampliación de la planta del nivel O (año 2008). **c)** Excavación planta nivel Ob (año 2009). **d)** Planta final del nivel O en el año 2010. Fotografías: IPHES.

A pesar que es un nivel que ha aportado gran cantidad de material y su excavación finalizó hace poco, ha sido intensamente trabajado y en estos momentos ya se han defendido tres tesis doctorales (Picin, 2014; Bargalló, 2014 y Gabucio, 2014), dos tesis de máster (Gauvrit, 2013; Fernández, 2014) y se han realizado diversas publicaciones de carácter específico (López-García, Sevilla y Cuenca-Bescós, 2009; Vallverdú *et al.*, 2012a; Gabucio, Cáceres y Rosell, 2012; Chacón *et al.*, 2013; Bargalló *et al.*, 2014, Picin *et al.*, 2014, entre otros). De nuevo, a partir de éstos datos bibliográficos vamos a presentar el nivel por temáticas.

Entre la industria y la fauna el conjunto arqueológico del nivel O suman 32.692 restos, los más abundantes de toda la secuencia arqueológica del Abric Romaní. Durante la excavación se localizaron tres subniveles, que de techo a base irán de Osup a O y Oinf, que no se pudieron distinguir con claridad en muchos lugares del abrigo. Por eso mediante los análisis arqueostratigráficos de la industria (Bargalló, 2014) y de la fauna (Gabucio, Cáceres y Rosell, 2012; Gabucio, 2014) se intentó corregir dicha división a partir de arqueoniveles. Dichos estudios han podido distinguir para el nivel O tres arqueoniveles con claridad que de techo a base van de Oa a Ob y Oc. En estos momentos es la

división válida que se está utilizando para los estudios del nivel O del Abric Romaní. Las dataciones obtenidas del nivel estarían en torno a los 54 ka BP. Hay dos dataciones, una a techo del nivel O con una cronología de 54.6 ± 0.4 Ka BP y la otra a techo del nivel P con una datación de 54.24 ± 0.42 Ka BP (ver tabla 4.2).

Descartando el arqueonivel Oc por presentar sólo 20 efectivos líticos, tanto el arqueonivel Oa como el Ob presentan muy poca diferencia a nivel de las materias primas líticas (Bargalló *com. pers.*). Para el presente estudio hemos cogido como ejemplo el arqueonivel Oa, el cual tiene una potencia que, dependiendo del lugar, va de los 20 a 30 cm de espesor (Gabucio, 2014). La diferencia más sustancial que presenta el arqueonivel Oa con el Ob, a parte de la cantidad de registro, está en las dimensiones del abrigo y la distribución espacial del material (figura 4.16).

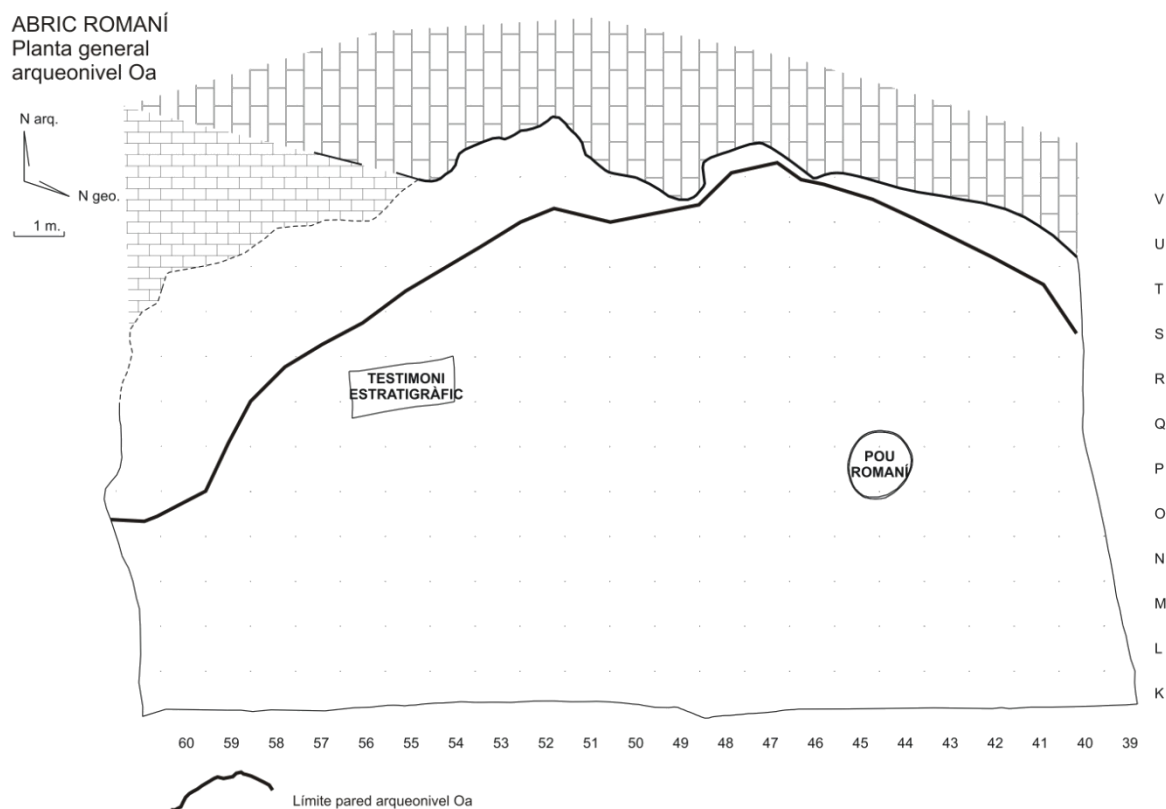


Figura 4.16. La línea más gruesa muestra los límites de la pared durante la ocupación del arqueonivel Oa. La línea más fina corresponde a los límites del arqueonivel Ob y Oc.

4.7.1. LA INDUSTRIA LÍTICA

El registro lítico del arqueonivel Oa se compone de 1.486 piezas (tabla 4.4). La materia prima más representada, como viene dándose en todos los niveles, es el sílex con un 92'2%, seguido de la caliza con un 5'3% y el cuarzo con un 1%. El resto de materiales no sobrepasan el 1% y, ordenados de

mayor a menor cantidad, tenemos ágata, arenisca, cuarcita y galena. Todos ellos suman 17 objetos que equivale al 1'1% del total del registro lítico. Cinco objetos han sido agrupado a otras rocas representando un 0'3% (Bargalló, 2014). Los porcentajes de sílex, son muy similares a todos los niveles arqueológicos del Abric Romaní, a excepción del nivel I y K. Sólo destaca que el porcentaje es aún más elevado en comparación al nivel M (80%) o el arqueonivel Ob (70%), llegando al 90% del registro total.

Por categorías estructurarles predominan los objetos resultantes de las secuencias de explotación. Las Bases Positivas (BP), Bases Positivas Fracturadas (BPF) y Fragmentos de Bases Positivas (FBP) están representados con un 86% del total. Los elementos retocados son una minoría, representando únicamente el 1'13% del total, siendo el sílex (n=17) la materia prima utilizada de manera exclusiva. Los elementos configurados que predominan son las raederas (n=10), seguido de los denticulados (n=5) y de manera testimonial los abruptos (n=1). Uno de los configurados presenta un retoque marginal y discontinuo que no permite su clasificación tipológica (Bargalló, 2014). Las estrategias de talla evidencian un predominio de las unipolarizadas bifaciales a partir de plano horizontal. La totalidad de los núcleos presenta restos corticales en una de sus caras, elemento que descarta la descorticalización sistemática de los mismos previa a la explotación. La mayoría de los núcleos presenta una jerarquización facial, elemento que según Boëda (1993; 1994; 1995) correspondería a la talla de tipo *levallois*. Por último, el número de Bases naturales recuperadas es de 12, la mayoría en caliza. El tipo predominante son las bases naturales con estigmas de percusión (Bnb) (Chacón *et al.*, 2013; Bargalló, 2014; Bargalló *et al.*, 2014).

	BN	BNC	BNE	BP	BPF	FBP	Frag.	Total
Sílex		17 1,24%	7 ,51%	528 38,54%	237 17,30%	447 32,63%	134 9,78%	1370 92,19%
Caliza	7 8,87%		2 2,53%	19 24,05%	22 27,85%	15 18,99%	14 17,71%	79 5,31%
Cuarzo				1 6,67%	2 13,33%	2 13,33%	10 66,67%	15 1,01%
Ágata				4 44,45%	3 33,33%	2 22,22%		9 ,61%
Arenisca	4 80%						1 20%	5 ,34%
Otras Rocas							5 100%	5 ,34%
Cuarcita				1 50%		1 50%		2 ,13%
Galena	1 100%							1 ,07%
Total	12 ,81%	17 1,14%	9 ,6%	553 37,22%	264 17,76%	467 31,43%	164 11,04%	1486 100%

Tabla 4.4. Relación materias primas y categorías estructurales arqueonivel Oa. Modificado de Bargalló, 2014.

A nivel traceológico se ha realizado un estudio (Gauvrit, 2013), que si bien no ha presentado resultados positivos sobre posibles trazas de uso de las 13 piezas analizadas, sí que ha aportado datos interesantes sobre los procesos posdeposicionales que afectan a las piezas del Abric Romaní y que en consecuencia eliminan las posibles trazas de uso que hubieran registrado. Nos referimos, principalmente, como ha expuesto Gauvrit (2013), a las pátinas y las alteraciones térmicas.

4.7.2. LA FAUNA

El registro faunístico del nivel O está representado por 9.299 restos, de los que 486 corresponden al arqueonivel Oa (Gabucio, 2014). Se caracteriza, como suele pasar en los distintos niveles del Abric Romaní, por un alto porcentaje de huesos fracturados como consecuencia de la actividad de los homínidos como agentes principales de las acumulaciones faunísticas, quienes realizan un aprovechamiento intensivo de los mismos.

Para todo el nivel O las especies más representadas son el ciervo (*Cervus elaphus*), el caballo (*Equus ferus*) y los bóvidos (*B. primigenius*). En segundo término tenemos el conejo (*O. cuniculus*) y el rinoceronte (*S. hemitoechus*). De manera testimonial también se ha documentado la presencia del oso (*Ursus sp.*), la cabra (*Rupicapra sp.*), el gato salvaje (*Felis silvestris*) y los pájaros. Como elemento destacado por ser insólito, se ha documentado el consumo del gato salvaje por parte de los neandertales (Gabucio *et al.*, 2014).

Para el arqueonivel Oa, de los 486 restos, 46 han sido identificados como especie. Las más representadas son *Cervus elaphus* (n=18), *Bos primigenius* (n=16), *Oryctolagus cuniculus* (n=8) y *Equus ferus* (n=4), y de manera testimonial *Stephanorhinus cf. hemitoechus* (n=2) (Gabucio *et al.*, *Op cit.*)

4.7.3. EL PALEOAMBIENTE

Al igual que el nivel M, el arqueonivel Oa, se encuentra en la zona polínica 3 (Burjachs y Julià, 1994; 1996; Burjachs *et al.*, 2012; Vaquero *et al.*, 2013), caracterizada por un paisaje frío y seco y con una oscilación climática de cada 1.000 años. Los taxones que predominan se caracterizarían por el desarrollo de taxones de paisajes abiertos como *cf. Juniperus*, seguido por un aumento de la masa arbórea con *Quercus sp.*, *Olea-Phillyrea* y *Rhamnus* (Burjachs *et al.*, 2012).

El estudio de los microvertebrados también ha proporcionado información de carácter paleoambiental. Se han identificado 17 taxones que corresponden a restos de rana (*Rana temporaria*), lagartija (*Lacertidae indet.*), topo (*Talpa europea*), topillos (*Microtus arvalis*, *Microtus*

agrestis, *Iberomys cabreræ*, *M. (terricola) duodecimcostatus*), musarañas (*Crocidura russula*, *Sorex minutus*, *Neomys gr. fodiens-anomolus*), ardillas (*Sciurus vulgaris*), ratones (*Eliomys quercinus*, *Apodemus sylvaticus*, *Sorex gr. coronatus-araneus*), ratas de agua (*Arvicola sapidus*) y dos especies de murciélagos (*Pipistrellus pipistrellus* y *Nyctalus lasiopterus*) (López-García, 2008; López-García *et al.*, 2009; López-García, 2011; López García *et al.*, 2014; Fernández, 2014). La evidencia de estas especies indica que el entorno del Abric Romaní estaría formado por un bosque abierto (*A. sylvaticus*, *S. vulgaris* y *N. lasiopterus*), con un clima más frío, entre 3 y 4°C menos, y ligeramente más húmedo que el actual (Fernández, 2014).

Los análisis antracológicos llevados a cabo en el nivel O destacan un cambio con el resto de niveles precedentes; sigue predominando el pino (*Pinus* tipo *sylvestris/nigra*) pero se la añade la aparición de los enebros (cf. *Juniperus*), *Prunus* y espinos (*Rhamnus cathartica/saxatilis*) (Burjachs *et al.*, 2012; Vaquero *et al.*, 2013).

En el nivel O se ha recuperado un total de 109 macrorestos vegetales en forma de 90 ejemplares de negativos de madera (NF), 15 restos de negativos de madera quemados y dos ejemplares de positivos de madera quemados. Los resultados taxonómicos preliminares apuntan a que la mayoría del material leñoso, como nos viene marcando el material antracológico, correspondería al pino de la especie *Pinus sylvestris/nigra*.

La mayoría del material leñoso es aportado por los neandertales como elemento de combustión. Esta dinámica es la que se viene dando en los niveles arqueológicos en los que se han estudiado los macrorestos vegetales (Solé, 2007). No obstante, en algún caso, éstos elementos pueden desarrollar otras funciones como elementos estructurales para crear cabañas (ejemplo nivel N, Vallverdú *et al.*, 2010) o utensilios como palos cavadores, bandejas (ejemplo nivel H, Carbonell, 1992), etc.

4.7.4. ESTRUCTURAS DE COMBUSTIÓN

En el nivel O se han documentado 63 estructuras de combustión, de las que 19 han sido exhaustivamente estudiadas y publicadas, llegando a describir la estratificación en cuatro de ellas y denotando su uso reiterado (Vallverdú *et al.*, 2012a). Según sus formas, éstas se pueden clasificar en dos tipos: las planas (n=17) y las cóncavas o en *curvettes* (n=2) (Vallverdú *et al.*, 2012a). A partir de su estudio se ha podido determinar el uso de los hogares y por tanto la distribución del espacio doméstico. Un claro ejemplo es el estudio de los hogares del nivel N (Vallverdú *et al.*, 2010) en el que se distinguió aquellos destinados para cocinar y aquellos para áreas dormitorio -los tipos braseros-.

Por arqueoniveles, 10 han sido adscritos al arqueonivel Oa (**figura 4.17**), 50 al arqueonivel Ob y 3 que no han podido ser adscritos a ningún arqueonivel (Bargalló, 2014).

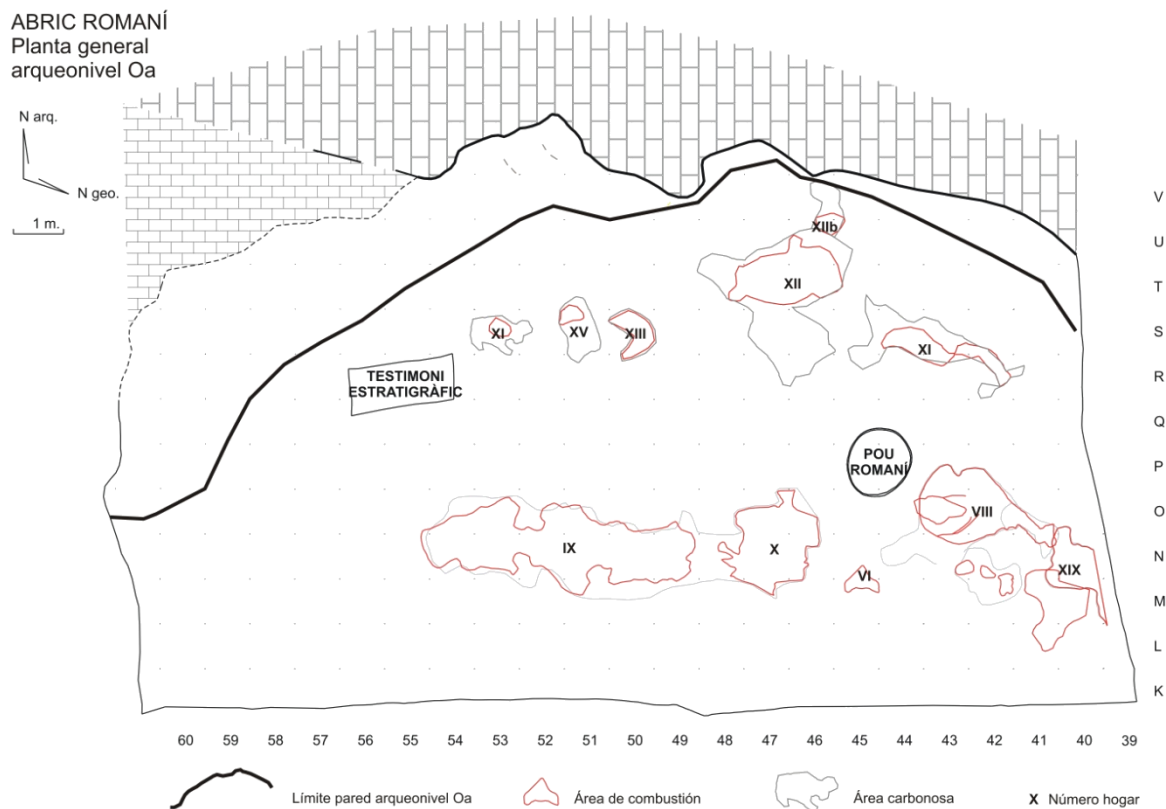


Figura 4.17. Planta general del nivel Oa con sus hogares.

4.7.5. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

A partir de la industria lítica, la distribución espacial del arqueonivel Oa está estructurado en seis acumulaciones (A, B, C, D, E y F), establecidas a través de la distribución de los hogares, los mapas de densidades y la distribución del material según sus módulos volumétricos (Bargalló, 2014) (**figura 4.18**). De todos ellos la acumulación E es la que más restos presenta con 576 efectivos ocupando una extensión de 8 m² en torno del hogar XII. En relación a la fauna, o por su mayor dispersión sobre la superficie o menor cantidad de remontajes, no se han descrito acumulaciones para el arqueonivel Oa, sí en cambio para el Ob con dos acumulaciones -a y b- (Gabucio, 2014), pero por contra se han establecido cuatro sectores con mayor densidad de material (Gabucio, *Op cit.*).

En relación a los remontajes, y centrándonos en el sílex, se han documentado 28 remontajes que engloban 68 efectivos representando el 4'95% del total de los sílex. Entre los remontajes y criterios macroscópicos, Bargalló (2014) ha podido establecer un mínimo de 53 unidades de materia prima

(RMU). Como ya se ha comentado para el nivel M, estas RMU nos han permitido un punto de partida en el estudio de las materias primas y sus áreas de captación, ya que a través de esta primera agrupación se ha vuelto a agrupar el material en tipos silíceos, que serán los que nos permitirán establecer su origen geológico.

Según Gabucio (2014), todos los remontajes de la fauna son mecánicos. Ha podido establecer 12 remontajes formados por 31 elementos con 17 líneas de conexión que representan el 6'4% del total del registro faunístico del arqueonivel Oa.

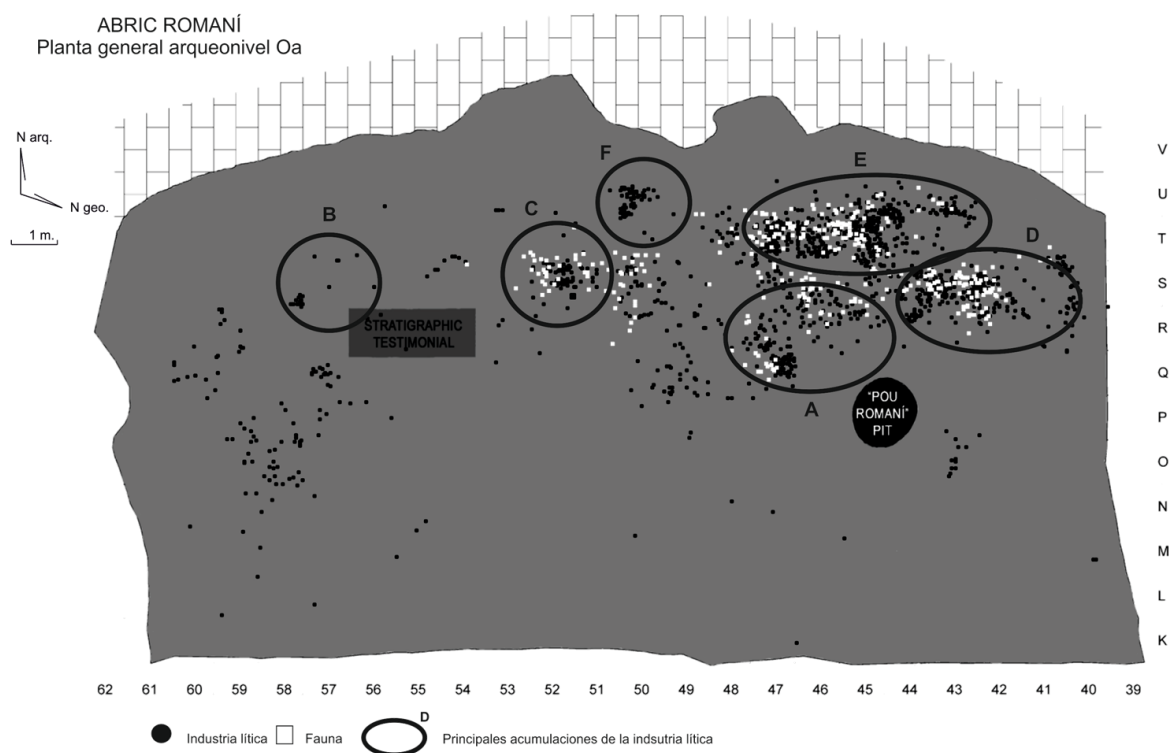


Figura 4.18. Distribución de las acumulaciones líticas del arqueonivel Oa.

4.8. NIVEL ARQUEOLÓGICO P

El nivel P se excavó durante los años 2006 y 2013 simultáneamente con la excavación de restos de otros niveles (O y de manera testimonial el M a tocar de la *Coveta Nord* –perfil este-). Es a partir del 2011 cuando toda la superficie de excavación estuvo ocupada por el nivel P, siendo éste el único que se excavó hasta 2013 (figura 4.19). Comparado con los niveles anteriores, el P no ha proporcionado abundante registro arqueológico y si se ha tardado diversos años en acabarlo ha sido por la excavación simultanea de niveles más recientes, sobretudo el Ob, con una gran abundancia de material arqueológico.

De los tres niveles de estudio, el nivel P ha sido el menos estudiado, ya que es el que más reciente se ha finalizado su excavación (2013). Hasta el día de hoy sólo hay un trabajo realizado que consiste en una tesis de máster sobre la industria lítica en sílex del nivel P (Herranz, 2014). Por tanto, a nivel de otras disciplinas (zooarqueológica, tafonómica, marcas de uso, paleoambiental, etc.) no hay ningún estudio realizado.



Figura 4.19. Planta general del nivel P (año 2013). Fotografía: IPHES.

El conjunto está formado por 5.814 registros entre fauna, industria, carbones, malacofauna, pseudomorfos de madera y travertinos quemados. La superficie de excavación es de unos 247 m² (**figura 4.20**). Durante la excavación se localizaron diversos subniveles no continuos en la superficie del abrigo, el Pa y Pb a techo y base y el Psup al NE del Abrigo. A falta de un estudio arqueoestratigráfico que confirme dichas divisiones, trataremos el nivel P en su conjunto. Las dataciones obtenidas del nivel P están sobre los 55 ka BP. Hay una datación para el nivel, a techo, que da una cronología de 54.24 ± 0.42 Ka BP, y tres más, una a techo del nivel O con 54.6 ± 0.4 ka BP y las otras dos en el Pou Romaní a una cota de -1.010 cm, un poco inferior de la del nivel P (-980cm), que probablemente corresponda a la base del nivel P o en pleno nivel, proporcionando una datación de 55.0 ± 2.6 y 53.4 ± 1.6 Ka BP (**ver tabla 4.2**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

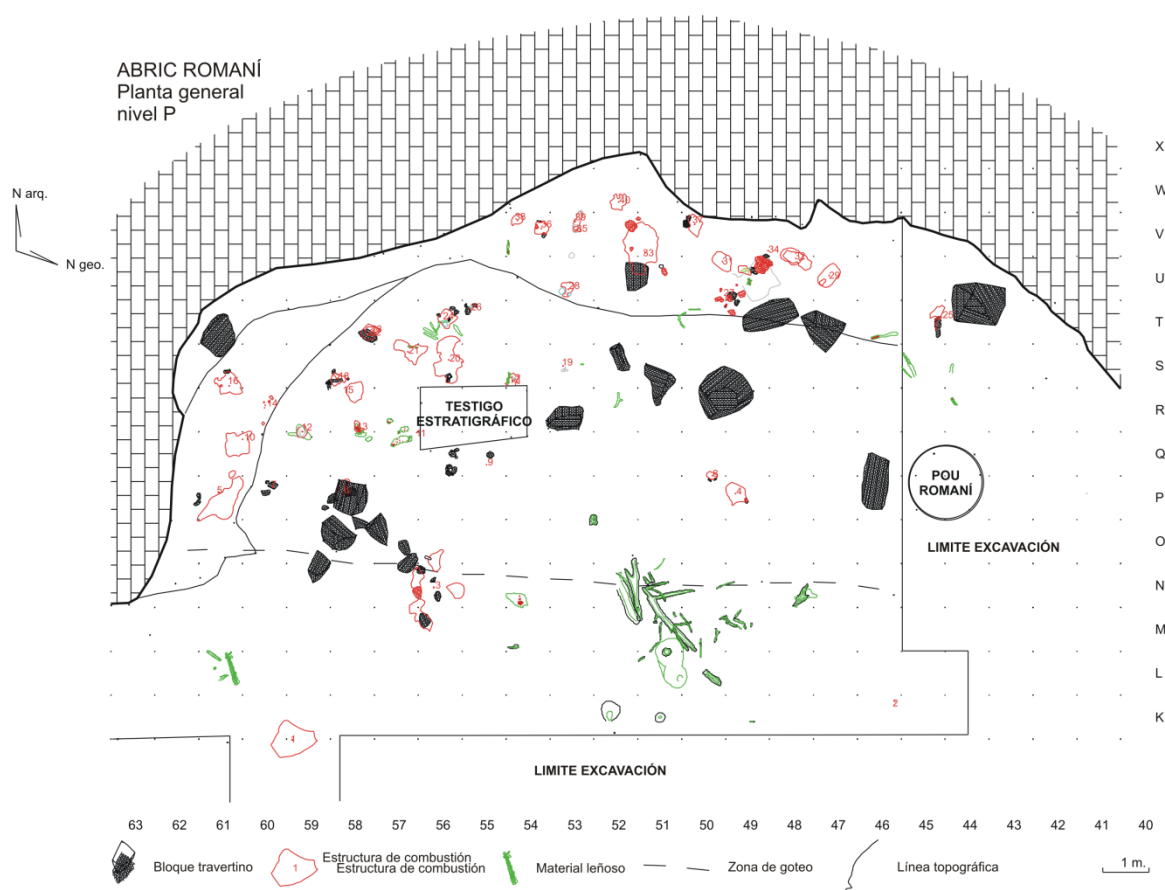


Figura 4.20. Planta general del nivel P.

4.8.1. LA INDUSTRIA LÍTICA

La industria lítica está compuesta por 3.375 restos. La materia prima más representada es el sílex con un 88'6% (n=2.989), seguido de la caliza con 6'7% (n=226), el cuarzo 1'8% (n=62), la pizarra 1'4% (n=48), otras rocas 0'9% (n=29) y las areniscas con 0'6% (n=21). Como venimos diciendo para los otros niveles los porcentajes de sílex son muy similares para todos los niveles arqueológicos del Abric Romaní a excepción del nivel I y K.

Ya que no hay ningún trabajo definitivo sobre la industria lítica, y para el presente trabajo sólo hemos analizado los sílex mayores de 1 cm, que no estuvieran totalmente patinados, concrecionados o quemados, no hemos podido presentar una tabla conjunta que relacione todas las materias primas con sus categorías estructurales. El material analizado corresponde a 1.417 restos de sílex (**tabla 4.5**). Por categorías predominan los objetos resultantes de las secuencias de explotación. Las Bases Positivas (BP), Bases Positivas Fracturadas (BPF) y Fragmentos de Bases Positivas (FBP) están representados por un 92'86% del total. Cabe destacar la presencia de un gran número de láminas (Herranz, 2014), entendidas como aquellas BP que, como mínimo, presentan una longitud el doble

que la anchura. Los elementos retocados son una minoría, representando únicamente el 1'41%. El grupo casi exclusivo, corresponde a los denticulados, con un sólo ejemplo de raedera y muesca. Las estrategias de talla parece que siguen la misma dinámica que el nivel anterior, con un predominio de las unipolarizadas bifaciales a partir del plano horizontal, con una jerarquización facial, típica de los sistemas de producción *levallois* (Boëda, 1993; 1994; 1995).

	BN	BNC	BNE	BNE. FRAG.	BP	BPF	FBP	Frag.	Total
Sílex		20	36	8	636	324	356	37	1.417
		1,41%	2,54 %	,56%	44,88%	22,86%	25,12%	2,61%	100%

Tabla 4.5. Categorías estructurales del sílex del nivel P.

4.8.2. LA FAUNA

La fauna del nivel P se compone por un total de 1.394 restos. El taxón más representado, como viene sucediendo en toda a secuencia del Abric Romaní, es el *Cervus elaphus*. En segundo lugar tenemos la familia de los équidos, tanto en su variante *Equus hydruntinus* como *Equus ferus*, siendo este último el más abundante. Otro taxón representado es el *Bos primigenius*. Además se han identificado restos de *Canis lupus* y otros de la familia Leporidae, cuyos valores son anecdóticos en ambos casos (Saladié, *com. pers.*; Tenorio, *com. pers.*).

4.8.3. EL PALEOAMBIENTE

Muy parecido al arqueonivel Oa, el nivel P se situaría en la zona polínica 3 (Burjachs y Julià, 1994; 1996; Burjachs *et al.*, 2012; Vaquero *et al.*, 2013), caracteriza por un paisaje frío y seco y con una oscilación climática de cada 1.000 años. Los taxones que predominan son *Artemisa*, *Poaceae* y *Pinus*. Dentro de esta fase fría habría cortos períodos cálidos que se caracterizarían por el desarrollo de taxones de paisajes abiertos como cf. *Juniperius*, seguido por un aumento de la masa arbórea con *Quercus spp.*, *Olea-Phillyrea* y *Rhamnus* (Burjachs *et al.*, 2012).

A nivel de macrorestos vegetales, a pesar que aún están en estudio, cabe destacar la gran acumulación de material leñoso documentado al sur del abrigo en los cuadros L-M-N/49 a 52, donde incluso se ha documentado un tronco de árbol, que probablemente cayó dentro del abrigo (Solé *com. pers.*) (figura 4.21).



Figura 4.21. Limpieza y dibujo de la acumulación del sector sur de macrorestos vegetales del nivel P.

4.8.4. ESTRUCTURAS DE COMBUSTIÓN

El número total de estructuras de combustión localizadas en el nivel P son 40 distribuidas a lo largo de la pared del abrigo (**véase figura 4.20**). La mayoría son de pequeñas dimensiones (tipo braseros) y podrían estar asociadas a zonas dormitorio, tal y como se ha desmostado para algunos hogares del nivel N y O (Vallverdú *et al.*, 2010; 2012a).

4.8.5. LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

Sin haberse llevado a cabo un estudio arqueoespacial, lo único que podemos decir por el momento es que parece intuirse que el nivel P representa un cambio en la distribución del material basado en los hogares como vertebradores de actividades, en relación a los anteriores niveles. Se ocupa más la zona exterior a la línea de goteo, donde se documentan una pequeña acumulación de hogares, y la zona próxima a la pared N del abrigo, dejando sin ocupar la parte central. En definitiva, parece que hay un desplazamiento en la ocupación del abrigo hacia zonas más exteriores y más al interior, ya documentado en parte en el nivel O.

5. MATERIALES

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

5.1. CONTEXTO GEOLÓGICO DE LAS SILICIFICACIONES

El área de estudio se ha estructurado a partir de las tres grandes unidades geomorfológicas que conforman el entorno del Abric Romaní: la Depresión del Ebro, dividida en dos de las cuencas marginales de la Depresión Central Catalana, la Conca del Francolí-Gaià y la Conca de l'Anoia; la Cordillera Prelitoral y la Depresión del Penedès. A partir de cada una de ellas hemos descrito, de más antigua a más moderna, aquellas formaciones con presencia de sílex.

5.1.1. LA DEPRESIÓN DEL EBRO

La Depresión del Ebro forma una amplia unidad de morfología triangular, limitada al norte por los Pirineos y los Montes Vasco-Cantábricos, al sur por la Cordillera Ibérica y al este por la Cadena Costera Catalana (**figura 5.1**). Es una zona morfológicamente deprimida y drenada en gran medida por el río Ebro. Ésta corresponde a una cuenca sedimentaria terciaria con rellenos eocénicos como resultado de la acción de procesos erosivos que dismantelaron, parcialmente, las cordilleras que la limitan (Solé Sabarís (dir.), 1958-1964). Estas cadenas experimentaron a lo largo del Terciario levantamientos de carácter discontinuo, que fueron más importantes en los Pirineos y trajeron consigo un desplazamiento del eje de la cuenca hacia la zona meridional (Gutiérrez y Peña, 1994).

Los sedimentos depositados en la cuenca del Ebro se asocian a tres grandes ciclos sedimentarios: el Thanetiense-Luteciense (59.2-41.3 Ma), el Luteciense-Priaboniense (47.8-33.9 Ma.) y el Priaboniense-Oligoceno (38-23.03 Ma.) (Anadón *et al.*, 1989; Alonso-Zarza *et al.*, 2002). Los dos primeros corresponden a una sedimentación marina. La primera transgresión se dio durante el Ilerdiense (55.8 Ma., Eoceno inferior) procedente del Atlántico, cubriendo un profundo golfo hasta casi la costa del Mediterráneo actual, dando lugar a la deposición de calizas neríticas de plataforma y margas de *offshore* restringido. La segunda comenzó, en Cataluña, a partir del Luteciense (48.6 Ma, Eoceno medio), alcanzando la zona de Igualada durante el Bartonense (40.4 Ma., *Fm. Collbàs*, *Fm. Igualada* y *Fm. Tossa* del Eoceno superior), como consecuencia de la alimentación de las aguas del Atlántico y el Mediterráneo (Riba *et al.*, 1983). A grandes rasgos, la sedimentación de la Depresión del Ebro tiene un origen marino en el Eoceno, que coincide con el inicio del plegamiento pirenaico. Posteriormente, tuvo lugar una regresión unida al depósito de las formaciones de sales común y potásica de Cataluña y Navarra, a la vez que en el margen de la Cadena Costera Catalana se formaron los conglomerados (Montserrat, St. Llorenç de Munt, etc.). El tercer gran ciclo sedimentario se dio sobre el límite Eoceno-Oligoceno (33.9 Ma), en el que la cuenca no fue ocupada por el mar y, por tanto, se estableció un régimen endorreico con continuos aportes continentales formando un gran lago

interior. Esta sedimentación se dio mediante abanicos aluviales en el Oligoceno. Durante el Neógeno, en el área catalana cesa la sedimentación (Gutiérrez y Peña, 1994). El carácter endorreico finalizó a finales del Terciario como consecuencia de la elevación de la Península Ibérica y del hundimiento del Mediterráneo. Los materiales terciarios fueron sometidos a una profunda erosión y se produjo un vaciado parcial de la cubeta verso el mar por el río Ebro.

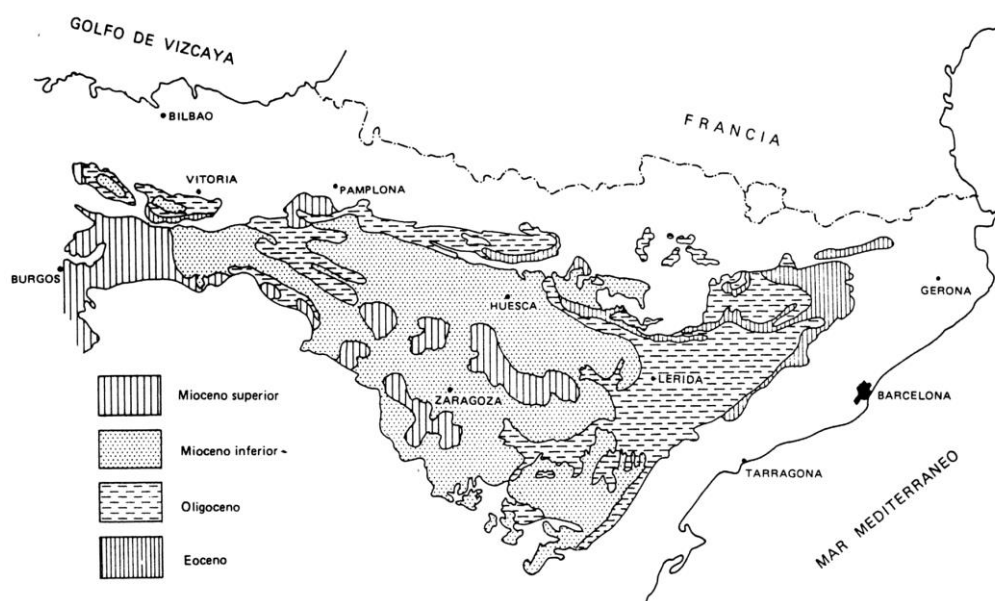


Figura 5.1. Depresión del Ebro. De Riba, Reguant y Villena, 1983.

La parte que por estudio nos interesa es la que recibe el nombre de **Depresión Central Catalana**, unidad denominada para todo el conjunto de relieves deprimidos situados entre las Sierras Exteriores Pirenaicas y la Cordillera Prelitoral Catalana. Después de toda la sedimentación acumulada a lo largo del Terciario, a finales de éste la Depresión Central Catalana quedó constituida por una base de sedimentos marinos eocenos y una parte superior de sedimentos lacustres de finales del Eoceno y Oligoceno (Riba, Reguat y Villena, 1983). Estructuralmente, el contacto con la Cordillera Prelitoral se da por una flexión o cabalgamiento que coloca los materiales paleozoicos y mesozoicos por encima de los materiales terciarios de la depresión. Por el contrario, la parte central de dicha depresión, más alejada de las influencias orogénicas, casi no ha estado afectada por estas presiones manteniendo, relativamente, su horizontalidad (Folch i Guillén, 1992). El relieve es bastante contrastado y se ordena en un conjunto de sierras periféricas de sustrato conglomerático (Sierras de Busa o Montserrat). Hidrográficamente, se diferencian dos grandes cuencas: la correspondiente al Segre, que drena la parte occidental, y la del Llobregat y una pequeña parte del Ter, que drenan el resto de la Depresión Central Catalana.

La zona que hemos trabajado de la Depresión Central Catalana corresponde a dos cuencas marginales: la **Conca del Gaià** y la **Conca de l'Anoia (figura 5.2)**. Como apuntan Ortí (1990) y Ortí *et al.* (1997) son las formaciones marginales las que incluyen abundantes sílex. Geomorfológicamente, estas unidades definen dos posibles áreas de abastecimiento de materias primas. En ambas se han localizado sílex.

Durante todo el Paleógeno, la zona que hoy en día engloba la Conca del Gaià, sufrió una importante sedimentación lacustre evaporítica (Ortí *et al.*, 2007). Estas evaporitas están intercaladas en varias unidades litoestratigráficas detríticas de grano fino, provenientes de los Catalánides, y comprenden un periodo que va del Paleoceno superior al Oligoceno inferior. El material evaporítico aflorante es sulfato cálcico, en forma de yeso, con algo de carbonato acompañante y, en algunos casos, nódulos de sílex (Ortí, 1990). Para la zona que hoy en día forma la Conca de l'Anoia, durante todo este periodo se dan desde transgresiones marinas a sistemas aluviales y lacustres, que durante el Eoceno superior al Oligoceno superior forman sistemas aluviales y lacustres de procedencia catalánide, con una sedimentación evaporítica, carbonatada y detrítica.

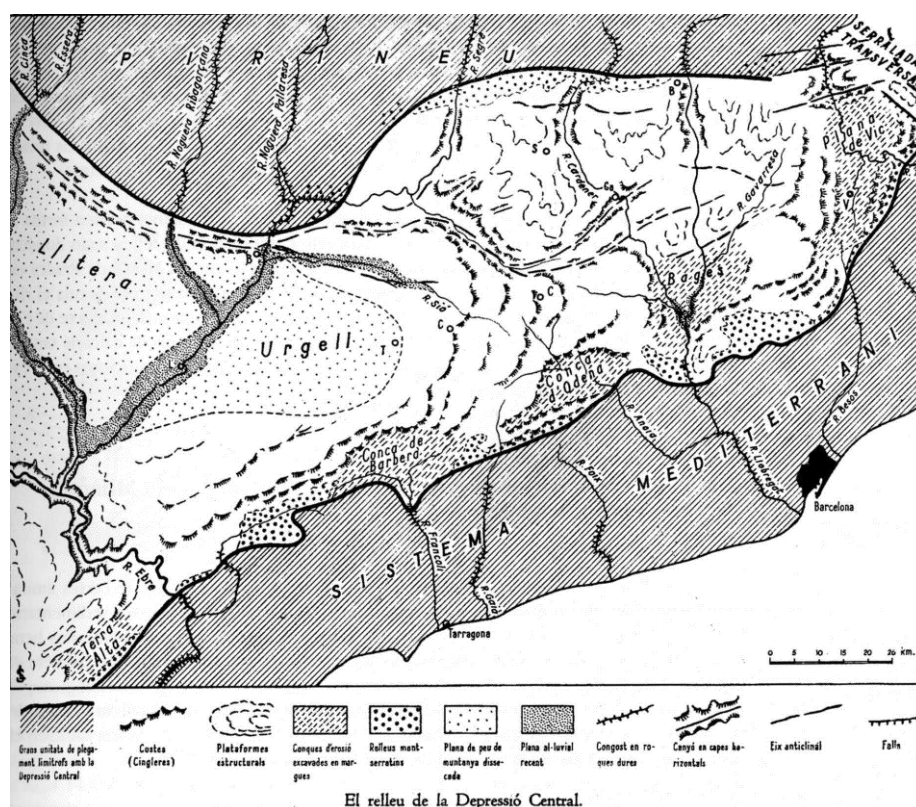


Figura 5.2. Cuencas marginales submediterráneas. En la parte central se observan las cuencas del Gaià y la del Anoia (Solé Sabarís, 1958-1964).

A) LA CONCA DEL GAIÀ

La Conca del Gaià es una depresión de erosión con una forma alargada en dirección N-S y excavada en los sedimentos eocenos y oligocenos de la Depresión del Ebro. Al NE limita con la Conca de l'Anoia y al SE con la Conca del Francolí.

PERIODO	ÉPOCA	EDAD	FORMACIÓN	LITOLOGÍA	AMBIENTE DEPOSICIONAL	GRUPO
PALEÓGENO	Oligoceno	Rupeliense 33.9 Ma.	Fm. Sta. Coloma	Calizas, margas grises y margocalizas blancas con yesos	Lacustre perenne con episodios transgresivos-regresivos	Grupo Barberà-Anoia
			Fm. Rauric	Lutitas rojas y margas grises	Fluvio-lacustre	
	Superior	Priaboniense 37.2 Ma.	Fm. St. Gallart	Conglomerados y areniscas	Lacustre-detritico	
			Fm. St. Miquel	Conglomerados	Corrientes acuosas con carácter tractivo	
			Fm. Rio Boix	Margas grises y areniscas	Lagoon carbonatado	Grupo Santa Maria
	Eoceno	Medio	Fm. Tossa	Calizas organogénicas	Complejo arrecifal	
			Fm. Igualada	Margas y lutitas grises azuladas	Depósitos de plataforma y prodelta de borde de cuenca	
			Fm. Collbàs	Lutitas rojas y areniscas	Depósitos de playa ligados al inicio de la transgresión marina	
			Fm. Vallespinosa	Margas gris-amarillentas	Marino-transicional detritico	
		Inferior	Fm. L'Illa	Lutitas rojas y calizas	Lacustre y palustre	Grupo Pontils
			Fm. Bosc d'en Borràs	Calizas lacustres y palustres	Lacustre y palustre	
			Fm. Valldeperes	Dolomías y yesos	Lagos muy someros de tipo playa lake (Sabkha)	
			Fm. Carme	Lutitas y arenitas rojas	Llanura aluvial	
	Paleoceno	Thanetiense 58.7 Ma.	Fm. Sta. Cándia	Carbonatos y margas lacustres	Lagoons carbonatados y zonas lacustres de agua dulce	
			Fm. Orpi	Calizas con alveolinas	Depósitos de plataforma somera	

Tabla 5.1. Tabla resumen de la las formaciones geológicas paleógenas, sus litologías y ambientes deposicionales en la Conca del Gaià.

La sedimentación y los materiales que componen esta cuenca se pueden observar en la **tabla 5.1**. Dicha disposición se ha tomado de diversos trabajos (Anadón, 1978; Riba, Regunat y Villena, 1983; Anadón y Marzo, 1986; Folch i Guillèn, 1992; Colldefons *et al.*, 1994a; Colldefons *et al.*, 1994b; Ortí *et al.*, 2007). Los niveles inferiores están representados por la *Formación Mediona*, unidad continental basal de llanura aluvial y episodios lacustres someros del Paleoceno superior, y la *Formación Orpí*, unidad marina inferior de depósitos de plataforma marina somera procedentes del Atlántico del Eoceno inferior. Sobre estos niveles encontramos toda una serie de unidades continentales y transicionales que se corresponden con los materiales del *Grupo Pontils* (Anadón, 1978), comprendidos entre los episodios marinos de la *Fm. Orpí* y del *Grupo Sta. Maria*, con una edad que va de finales del Eoceno inferior al Eoceno medio. Seguidamente encontramos las unidades intermedias marinas y sus equivalentes aluviales del Eoceno medio-superior. Las unidades marinas reconocidas son las incluidas dentro del *Grupo Sta. Maria*, mientras que la *Formación Cabra*, de conglomerados, es el equivalente lateral que llega a ponerse en contacto con la *Fm. Orpí* en la Sierra de Coma Verd. Por último, las unidades continentales superiores del Eoceno superior-Oligoceno, en las que encontramos el *Grupo Barberà-Anoia* (modificación del Grupo Barberà de Colombo (1986) en Colldefons *et al.*, 1994b), formado por materiales aluviales y lacustres.

5.1.1.1. *Formación Sta. Cànidia*

Esta formación yace sobre la *Fm. Orpí*. Con una edad del Cusiense (Eoceno inferior), se extiende desde el borde NW del Bloque del Gaià en Vallespinosa hasta el este de Carme. Está compuesta por la alternancia de niveles margosos y lutíticos y niveles carbonatados, predominantemente calizas y, en menor medida, dolomías con sílex (Anadón, 1978; Anadón *com. pers.*).

De formación evaporítica, en general, los ambientes deposicionales corresponden a *lagoons* carbonatados y zonas lacustres de agua dulce, siendo los primeros más abundantes en la zona de Sta. Cànidia-Carme. La zona de St. Magí-Vallespinosa, donde las fuentes hablan de una mayor concentración de sílex, posee unas características lacustres (Anadón, *Op cit.*; Anadón *com pers.*).

5.1.1.2. *Formación Valldeperes*

Aflora en unos 55 km entre Vilaverd y Valldeperes. Inicialmente se le asignó una edad Luteciense (Anadón, 1978; IGME, 1982; Riba, Regunat y Villena, 1983), posteriormente Anadón y Marzo (1986) ya le atribuían una posible edad Bartonense que vendría ratificada por Ortí *et al.* (2007) atribuyendo definitivamente esta edad a dicha formación (Eoceno medio). Aproximadamente, se extiende desde el municipio de Vilaverd, en la provincia de Tarragona, y transcurre de una forma más o menos paralela a la Cordillera Prelitoral hasta pasado el municipio de Valldeperes, en la provincia de

Barcelona. Está constituida por dos tramos de dolomías cretáceas blancas con sílex y calizas que intercalan niveles de margas calcáreas y dolomíticas. Posee una potencia de unos 120 m. En amplias zonas se caracteriza por la presencia de yesos nodulares desarrollados en el seno de tramos dolomíticos, llegando, en algunos casos, a constituir la litofacies predominante de dicho tramo (por ejemplo en Valldeperes) (Anadón y Marzo, 1986). El estudio de los niveles yesíferos demuestra que estas evaporitas poseen un origen de hidratación de anhidritas nodulares primarias diagenéticas (Anadón, 1978).

El ambiente deposicional corresponde a lagos muy someros de tipo *playa lake* (Sabkha), caracterizados por la deposición de fangos carbonatados y margas y expuestos a emersiones en amplias áreas, con el desarrollo de evaporitas diagenéticas, así como con dolomitización de los fangos calcáreos iniciales.

5.1.1.3. Formación Bosc d'en Borràs

De edad Bartonense (Eoceno medio), aflora entre los municipios de Vallespinosa y Valldeperes y yace, en toda esta área sobre la *Fm. Valldeperes*. Hacia el NE pasa a la *Fm. La Portella* y, en parte, a la *Fm. Fontanelles*. Al SW de Pontils pierde desarrollo pasando, en parte, a una formación constituida por lutitas, areniscas rojas y yesos. Posee una potencia de 95 m y se caracteriza por dos tramos carbonatados separados por un tramo intermedio de lutitas y margas rojas con delgados niveles de calizas. Los tramos carbonatados están constituidos por calizas micríticas y biomicríticas rosadas, grises y pardas con sílex que intercalan niveles de margas y lignitos (Anadón, 1978; Colldefons *et al.*, 1994b; Ortí *et al.*, 2007).

Se asocia a ambientes deposicionales palustres con abundantes emersiones y trazas de edafización en los primitivos fangos carbonatados que se depositaban.

B) LA CONCA DE L'ANOIA

La Conca de l'Anoia es una depresión de erosión diferencial excavada en los sedimentos eocenos y oligocenos de la Depresión del Ebro. Al SW limita con la Conca del Gaià y al NE con la Conca del Llobregat de la que forma parte.

La sedimentación y los materiales que componen esta cuenca se pueden observar en la siguiente tabla (**tabla 5.2**). Dicha disposición se ha establecido a partir de diversos trabajos (Anadón, 1978; Riba *et al.*, 1983; Anadón y Marzo, 1986; Sáez, 1987; Colldefons *et al.*, 1994a; Colldefons *et al.*, 1994b; López Blanco *et al.*, 1994; Ortí *et al.*, 1990; Ortí *et al.*, 2007). Al igual que la Conca Francolí-

Gaià, los niveles inferiores están representados por la *Fm. Mediona* y la *Fm. Orpí*. De la misma manera, encontramos por encima el *Grupo Pontils* (Anadón, 1978), de ambientes continentales y de transición, con la *Fm. Sta. Càndia*, la *Fm. Carme* y la *Fm. Pobla de Claramunt*. La primera formación se

PERIODO	ÉPOCA	EDAD	FORMACIÓN	LITOLOGÍA	AMBIENTE DEPOSICIONAL	GRUPO/ SISTEMA
PALEÓGENO	Oligoceno	Inferior	Rupeliense	Fm. Talavern	Yesos alabastrinos	Sistema lacustre de la Segarra
				Fm. Panadella	Calizas tableadas, margas grises y blancas y lutias rojas	
				Fm. Calf	Calizas, margas grises y lignitos	
				Fm. Montmaneu	Calizas estratificadas y margas	
				Fm. Sta. Coloma	Calizas, margas grises y margocalizas blancas con yesos	
				Fm. Rauric	Lutitas rojas y margas grises	
	Eoceno	Superior	Priaboniense	Fm. Copons	Yesos secundarios y margas	Sist. lacustre de l'Anoia
				Fm. St. Genís	Lutitas arenosas con areniscas rojas	
				Fm. St. Miquel	Conglomerados	Sist. aluviales inferiores
				Fm. Artés	Lutitas rojas, areniscas y conglomerados	
		Medio	Bartoniense	Fm. St. Martí de Tous	Lutitas grises y areniscas	Grupo Santa Maria
				Fm. Odena	Yesos secundarios	
				Fm. Rio Boix	Margas grises y areniscas	
				Fm. Tossa	Calizas organogénicas	
				Fm. Igualada	Margas y lutitas grises azuladas	
				Fm. Collbàs	Lutitas rojas y areniscas	
		Luteciense		Fm. Pobla de Claramunt	Lutitas rojas, areniscas y conglomerados	Grupo Pontils
				Fm. Carme	Lutitas y arenitas rojas	
		Inferior		Cuisiense	Carbonatos y margas lacustres	
				Ilardiense	Calizas con alveolinas	
	Paleoceno	Thanetiense	Fm. Mediona	Lutitas rojas	Llanura aluvial y episodios lacustres someros	

Tabla 5.2. Tabla resumen de la las formaciones geológicas paleógenas, sus litologías y ambientes deposicionales en la Conca de l'Anoia.

caracteriza, en esta cuenca, por la formación de *lagoons* carbonatados, la segunda por la variedad de ambientes (fluviales, palustres y lacustres-evaporíticos) y la última por depósitos aluviales. Seguidamente tenemos el *Grupo Sta. Maria*, de ambiente marino, con la *Fm. Collbàs*, la *Fm. Igualada*, la *Fm. Tossa*, la *Fm. Río Boix* y a techo la *Fm. Òdena* perteneciente a la *Fm. Salinas de Cardona* (Ortí, 1990), que aun estando dentro de las unidades de trasgresión marina, por representar la última regresión marina, es evaporítica.

A partir de aquí, la Cuenca del Ebro se convierte en una cuenca endorreica y la sedimentación posterior se efectúa en ambientes continentales. Primero por los sistemas aluviales procedentes de la Cadena Costera Catalana y, posteriormente, por los sistemas lacustres que se generaron. Los sistemas aluviales se iniciaron por los procesos de emplazamiento final de las unidades autóctonas pirenaicas, por las fases finales de la evolución de los sistemas de fallas direccionales de la Cadena Costera Catalana y por el emplazamiento de las láminas de encabalgamiento de la zona de enlace (Foch i Guillèn, 1992). Las unidades aluviales inferiores están formadas por la *Fm. St. Martí de Tous*, *Fm. Artés* y *Fm. St. Miquel* (Colldeforns *et al.*, 1994b). La primera está asociada a una llanura aluvial y las dos siguientes a depósitos fluviales de procedencia Catalánide. Estratigráficamente, a pesar que Sáez (1987) considera la *Fm. Artés* perteneciente al Estampiense (Oligoceno inferior), la situamos entre las *Fm. St. Martí de Tous* y *Fm. St. Miquel* del Priaboniense (Eoceno superior) ya que, según López Blanco *et al.* (1994), el límite inferior de dicha formación es mucho más antiguo. Las facies “tipo Artés” abarcan un intervalo estratigráfico muy amplio que, como mínimo, se extendería desde el Priaboniense hasta el Luteciense superior-Bartoniense inferior. La formación Artés comprendería toda la franja de materiales aluviales distales de edad paleógena y de procedencia Catalánide, asociados al sector central del margen SE de la Cuenca del Ebro.

Sobre las unidades inferiores, predominantemente aluviales, se presentan una sucesión de margas y yesos pertenecientes a la *Fm. St. Genís* y *Fm. Copons* correspondiente al sistema lacustre de l’Anoia (Anadón *et al.*, 1989), formando la unidad lacustre intermedia, la primera de las cuales presenta sílex. Seguidamente encontramos las unidades lacustres y fluviolacustres superiores constituidas por los depósitos correspondientes al Sistema lacustre de La Segarra (Anadón *et al.*, 1989), donde destaca la *Fm. Sta. Coloma* y la *Fm. Montmaneu* por la presencia de sílex.

5.1.1.3. Formación Mediona

Geográficamente aparece de forma discontinua, desde Pontils-Vallespinosa a Montserrat, siendo la zona de St. Joan de Mediona la que presenta una mayor potencia, con unos 30 m de lutitas

mayoritariamente rojas con intercalaciones de costras calcáreas con sílex y conglomerados (Anadón, 1978; Anadón y Marzo, 1986; Anadón *com. pers.*).

Esta formación se caracteriza por contener *Vidaliella gerundensis* ("Bullimus") que le confiere una edad Thanetiense (Paleoceno superior). Posee un origen continental, fluvial y lacustre y se compone de tramos lutíticos fundamentalmente rojos, alguno de ellos de origen lacustre, intercalados por niveles de caliche con sílex de origen edáfico (Anadón, 1978). Localmente, se formaron niveles delgados de conglomerados. Estos depósitos colmataron un paleorelieve generado en los materiales del Triásico superior. Se caracteriza por unas condiciones tectónicas relativamente tranquilas previas al desarrollo de un borde de cuenca activo en la zona.

5.1.1.4. Formación Poble de Claramunt

De edad Luteciense superior-Bartoniense inferior (Eoceno medio/superior), es la última formación del *Grupo Pontils* y está constituida por una serie de tramos de areniscas y lutitas, en su mayoría rojas, intercaladas por potentes niveles de conglomerados (Anadón y Marzo, 1986). La formación posee un origen típicamente fluvial, de tipo relleno de canal. Los materiales de esta formación se depositaron en ambientes fluviales, correspondiendo a zonas distales de abanicos aluviales. El sistema se caracteriza por un funcionamiento efímero e intermitente de los canales con procedencia ESE y SSW.

En la zona entre La Poble de Claramunt y Santa María de Miralles yace sobre la *Fm. Carme*, y es en esta zona donde aparecen pequeños cantos de sílex entre los conglomerados. Hacia el SW pasa lateralmente a la *Fm. Fontanelles* (complejo de llanura lutítica-lacustre somero) y parte de esta pasa lateralmente hacia el NE a la *Fm. Valldeperes* (complejo de llanura lutítica y *playa lake* –sabkha-).

5.1.1.5. Formación St. Genís

De edad Priaboniense, forma parte del Sistema lacustre del Anoia. Dicho sistema llegó a tener una extensión máxima de 250 km². Actualmente, aflora en una franja de 50 km que va del Espelt a Montblanc y llega a tener una potencia de 200 m. Las características de los depósitos muestran el desarrollo de playas y *playa lake* de pocos metros de profundidad que dieron lugar a las unidades evaporíticas inferiores, a las facies superiores de carácter marcadamente detrítico-carbonáticas que muestran que la lámina de agua podía llegar a ser perenne y más profunda, pero nunca mayor de 10 m (Folch i Guillèn, 1992).

La parte inferior del sistema lacustre del Anoia es donde se sitúa la Fm. St. Genís. Se caracteriza por unos depósitos lacustres evaporíticos formados por tramos de yesos secundarios que alternan con lutitas y carbonatos, con un espesor máximo de 100 m (Anadón *et al.*, 1989).

La Fm. St. Genís está constituida por una sucesión de hasta 400 m de lutitas arenosas de color rojo, con laminación horizontal y ripples que intercalan niveles de areniscas rojas tabulares. Algunos tramos muestran coloración gris intercalando esporádicos niveles de calizas con carofitas y gasterópodos (Collefons *et al.*, 1994a).

En la zona de St. Martí de Tous presenta unas condiciones lacustres someras típicas de ambientes de sabkha, en la que los niveles de lutitas arenosas de color rojo intercalados con niveles de areniscas rojas tabulares presentan sílex, y la base de dicha formación presenta una alternancia de niveles bandeados de yesos nodulares con niveles de yesos laminados. Hacia el SW de la localidad esta alternancia yesífera cambia hacia litofacies de yesos masivos con nódulos de sílex como consecuencia de estar más cerca del margen de cuenca (Ortí *et al.*, 2007).

5.1.1.6. Formación Santa Coloma

De edad Rupeliense, dicha formación forma parte del sistema lacustre de la Segarra que está compuesto principalmente por materiales carbonáticos, detríticos y, en menor medida, evaporíticos. Dicho sistema lacustre, en sus etapas de máxima expansión alcanzó unos 500 km², mientras que en su etapa de reducción pudo llegar a una decena de km². Su formación estuvo relacionada con las zonas terminales de los sistemas aluviales de procedencia pirenaica (Anadón *et al.*, 1989; Folch i Guillèn, 1992).

La Formación Santa Coloma está constituida por unos 100 m de calizas, margas grises con intercalaciones de calizas micríticas-biomicrocristas, con estratificación fina a media y aspecto tableado. En la zona de Sta. Coloma de Queralt presenta intercalaciones de areniscas y lutitas rojas y, localmente, se observan calizas arenosas-margosas con sílex (Anadón *et al.*, 1989; Folch i Guillèn, 1992).

5.1.1.7. Formación Montmaneu

Se localiza en la zona de la Panadella-Montmaneu (Anadón *et al.*, 1989; Coldefons *et al.*, 1994a; Anadón *com. pers.*). De origen lacustre carbonatado, la formación está constituida por los depósitos correspondientes al Sistema lacustre de La Segarra, (Anadón *et al.*, *Op. cit.*) formados por 120 m de

calizas estratificadas de color gris claro, con niveles nodulares de sílex estratificados con una cronología correspondiente al Oligoceno inferior alto.

5.1.2. LA CORDILLERA PRELITORAL

La Cordillera Prelitoral forma parte del Sistema Costero Catalán, también llamada los Catalánides (Hernández Pacheco, 1934 en Anadón *et al.*, 1979), nombre que designa los relieves que se extienden a lo largo de la costa catalana entre l'Empordà y la Cordillera Ibérica, los cuales corresponden al *Sistema Mediterráneo* definido por Solé Sabarís (1958-1964). Se extiende a lo largo de la costa en una alineación NE-SW de aproximadamente 250 km de longitud, conectando con las estructuras pirenaicas al norte. Dicho sistema está compuesta por dos cordilleras paralelas separadas por una depresión intermedia. La exterior, que queda fuera de nuestra área de estudio, es la Cordillera Litoral. Ésta se extiende a lo largo de la costa desde l'Empordà hasta el río Gaià, donde se sumerge en el Mediterráneo. Su altitud es moderada, pocas montañas llegan a superar los 500 m de altura. La Cordillera Prelitoral, en cambio, es la que tiene mayor longitud, pues se extiende desde la llanura del Empordà hasta el delta del Ebro, así como mayores altitudes, superando en varios tramos los 1.300 m de altura, siendo su montaña más alta el Montseny con 1.712 m (**figura 5.3**).

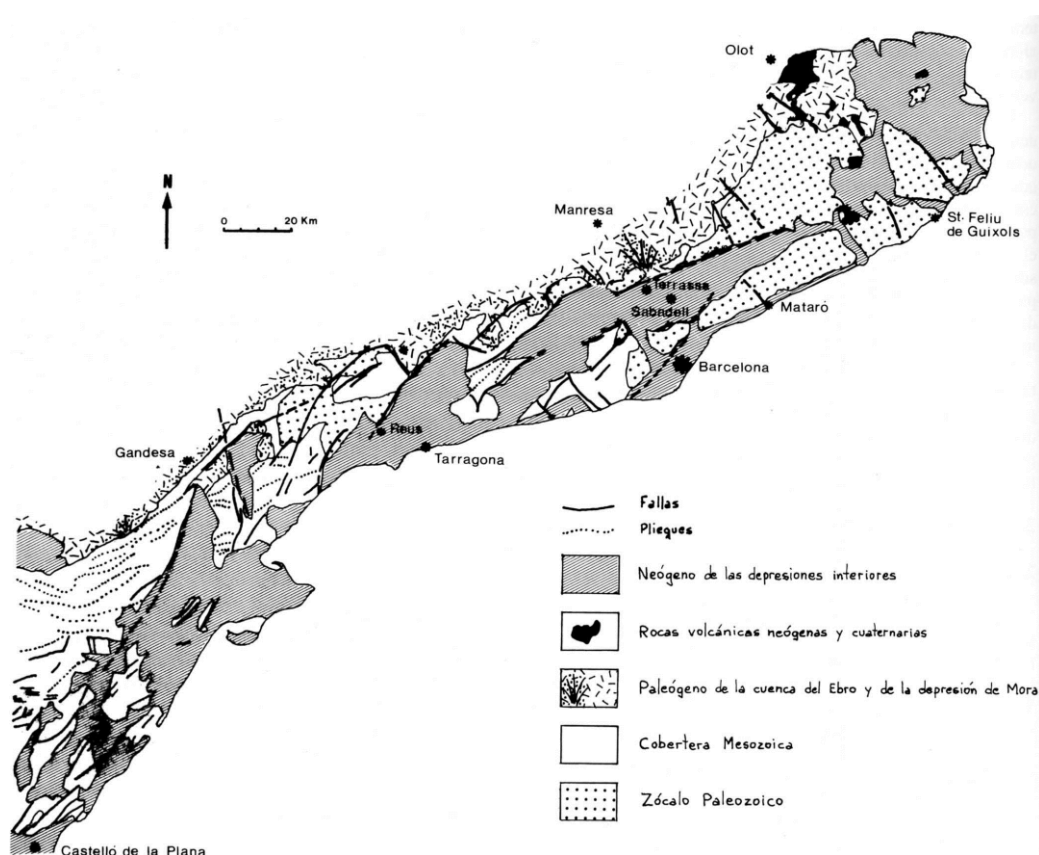


Figura 5.3. Esquema tectónico de los Catalánides. Modificado de Anadón *et al.*, 1979 en Sala, 1994.

La **Cordillera Prelitoral**, como todo el Sistema Costero Catalán, constituye una unidad geológica homogénea donde se distinguen tres sectores: el meridional (desde Penya-Roja al Francolí), el central (desde el Francolí al Llobregat) y el septentrional (desde el Llobregat al Empordà) (Llopis, 1947; Anadón *et al.*, 1979).

Podemos decir que la historia alpina de la Cordillera comprende tres etapas: la pre-orogénica o de sedimentación (desde el inicio de la sedimentación postherciniana, Trias inferior), la orogénica o comprensiva (durante el Paleógeno) y la postorogénica o distensiva (desde el Neógeno a la actualidad) (Anadón *et al.*, *Op. cit.*; Sala, 1994). A nivel litológico tenemos un zócalo hercínico (Paleozoico) y un recubrimiento Mesozoico. El basamento Paleozoico es abundante en la mitad norte de la Cordillera Prelitoral. Está compuesto por sedimentos que van desde el Cámbrico superior hasta el Carbonífero inferior. En el Sector Central predominan los granitos y las rocas metamórficas (Anadón y Marzo, 1986). El recubrimiento mesozoico predomina en la terminación meridional de la Cordillera, donde abundan los sedimentos Triásicos continentales (principalmente areniscas y conglomerados) y los Cretácicos marinos (calizas y dolomías). La disposición estructural general de estos sedimentos suele ser tabular o plegada, a excepción de las calcáreas, que pueden ser más o menos karstificadas (Virgili, 1977; Sala, 1994).

El área de nuestro estudio nos lleva a centrarnos en una pequeña zona que comprende el **Sector Central**: el **paso del Anoia**. A pesar de ser un sector donde el Jurásico es esencialmente dolomítico y el Cretácico muestra una gran influencia de agua dulce y es poco margoso (Anadón *et al.*, 1979), no está presente en la zona en cuestión, siendo el Silúrico y el Triásico los que están representados.

El río Anoia, a su paso por la Cordillera Prelitoral, divide la misma en dos, dejando al este los materiales paleozoicos y al oeste los triásicos. Al este, encontramos la Sierra de Mollons, donde el Paleozoico presenta una gran monotonía de facies. Está compuesto por pizarras silúricas de tonos grises-azuladas, oscuras y satinadas, atravesadas por filones de cuarzo y algún dique de pórfido (García Rodrigo, 1957). Entre la zona de Capellades y Cabrera d'Igualada, dentro del mismo conjunto paleozoico, se localiza un afloramiento plutónico de materiales graníticos de tipo intrusivo, que en contacto con el Paleozoico ocasiona un fenómeno de metamorfismo regional.

Relacionados con el mar Tethys, una parte de la secuencia Triásica se formó bajo él y la otra como margen de dicho mar con aportes fluviales y aluviales. Al oeste de la zona en cuestión, aparece representada dicha secuencia, que se inicia con los materiales de origen esencialmente fluvial del Bunstandstein y que en la zona de Capellades a St. Quintí de Mediona, a pesar que se puede distinguir toda la serie, sólo está presente de manera testimonial (Virgili, 1958; 1977; Marzo, 1980 en

Anadón *et al.*, 1979). Se caracteriza por el predominio de los materiales conglomeráticos y arenosos sobre los lutíticos, y por las rápidas variaciones de potencia presentadas por la serie detrítica en dirección NNW-SSE. La potencia varía desde los 135 m de los afloramientos más septentrionales hasta los 240 m de los más meridionales. El Muschelkalk inferior aparece en todos sus tramos, formado por calizas dolomíticas separadas por arcillas rojas. Se trata de amplias plataformas costeras. En muchos aspectos se puede considerar como una repetición de la secuencia basal (Virgili, 1958; 1977; Anadón *et al.*, 1979). El Muschelkalk medio se atribuye a facies aluviales distales y a ambientes de playa evaporítica. Su potencia oscila desde casi inexistente hasta un centenar de metros. El Muschelkalk superior, de unos 80 m de potencia, se asemeja al inferior, pero con una mayor influencia marina. Se trata de amplias plataformas carbonáticas muy homogéneas con aportes lutíticos y con una intensa presencia de bioturbación. Por último, el Keuper, con una potencia que puede alcanzar hasta los 200 m o más (Anadón *et al.*, *Op. cit.*), está formado por dolomías arcillosas amarillentas (evaporíticas y arenosas), margas grises y, ocasionalmente, yesos a techo de la formación (García Rodrigo, 1957).

5.1.2.1. *Muschelkalk inferior*

Se caracteriza por amplias plataformas costeras de fangos evaporíticos, con *lagoons* anoxibióticos, márgenes bioturbados, ocasionales barras calcareníticas bien clasificadas y pequeñas bioconstrucciones. Los organismos más abundantes son los crinoides y los braquiópodos, mientras que son escasos los cefalópodos y peces (Virgili, 1958; Anadón *et al.*, 1979; Calvet y Ramón, 1987).

La zona más próxima a Capellades donde se localiza el Muschelkalk inferior es la zona de St. Joan de Mediona y St. Quintí de Mediona, donde se localiza la Montaña del Marqués. Presenta un espesor de unos 80 m y se localiza entre el Bundanstein y el Muschelkalk medio, ambos visibles. En la base del Muschelkalk inferior se presentan unos 10 m de calizas grises compactas, seguido por unos 25 m de calizas en lajas con algunos restos de fucoides y, por último, un tramo de 45 m de dolomías y calizas, siendo en la parte inferior grises y compactas con nódulos de sílex y en la parte superior blancas y pulverulentas (Virgili, 1958).

5.1.2.2. *Muschelkalk superior*

Caracterizado por un contraste litológico hacia su mitad, presenta una base de facies someras (arrecifes, etc.) con un brusco contacto mediante superficies ferruginizadas y mineralizaciones con las calizas dolomíticas, tableadas y laminadas de la mitad superior (Virgili, 1958; 1977; Anadón *et al.*, 1979).

La zona más próxima al Abric Romaní donde aflora el Muschelkalk superior es entre las localidades de Vilanova d'Espoia y Capellades. En esta zona se observa un zócalo Paleozoico, seguido del Muschelkalk medio, Muschelkalk superior y el Keuper o el Eoceno, dependiendo del lugar. El Muschelkalk superior se caracteriza por presentar un espesor de 4 m en el que se puede distinguir una base, de 2 m de espesor, de calizas amarillentas con vetas violáceas y calizas rojizas con nódulos de ágata y un techo, de otros 2 m, de carniolas.

5.1.3. LA DEPRESIÓN PRELITORAL

La Depresión Prelitoral, conocida también como fosa del Vallès-Penedès, constituye una depresión formada por el hundimiento de un gran bloque durante los movimientos posteriores a la orogenia alpina (270-25 Ma.), y que engloba todo un conjunto de tierras bajas dispuestas de forma alargada siguiendo una orientación NE-SW. Tiene unos 200 km de largo por unos 12 km de ancho, que incrementa hacia el Sur y se reduce hacia el Norte. Constituye una importante vía de paso y forma parte del sistema de fosas del Mediterráneo que se extiende desde el Rin hasta el mar de Alborán.

Durante el Neógeno (23,3-2,58 Ma.), actuaron un conjunto de fallas normales relacionadas con fenómenos distensivos que afectaron al Mediterráneo occidental. La falla del Llobregat dividió dicha depresión en dos grandes fosas: la del Vallès al NE y la del Penedès al SW, que es la que nos interesa en el presente estudio.

Rellenada por materiales del Neógeno y el Cuaternario, la **Fosa del Penedès** tiene una potencia sedimentaria de 2.000 m. Originada a finales del Mioceno inferior, la activación de las fallas y el hundimiento de las fosas permitió que el mar penetrase hasta el valle del Llobregat a través del Penedès, produciendo su sedimentación. Durante el Mioceno superior (10,4 Ma.), aunque está mal representado, tiene un carácter regresivo que produjo una fuerte etapa erosiva. En el Plioceno (5,7-2,58 Ma.) se dio una etapa transgresiva, fosilizando los paleorrelieves desarrollados durante la etapa anterior (Sala, 1994). Según Gallart (1981), no es seguro que hubiera más de una fase marina y, a excepción de la primera, de edad Burdigaliense-Serravaliense, la del Plioceno se trataría de una formación continental (Guigon *et al.*, 1973a y 1973b en Gallart, 1981).

Para Gallart (*Op. cit.*), el drenaje de la Fosa del Penedès tiene varios orígenes. Por un lado, el hundimiento de la fosa y el levantamiento del borde NE de la Depresión del Ebro han permitido la instalación de una red fuertemente encajada que ha ido capturando la cuenca del Ebro, invirtiendo el sentido del drenaje paleógeno. Por otro lado, algunos cursos fluviales tienen su origen en la fosa o en

el borde NW, atravesando consecuentemente la Cordillera Litoral. Por este motivo, tales cursos han sido considerados como sobreimpuestos sobre el relleno Neógeno (Solé Sabarís (dir.), 1958-1964).

García Rodrigo (1957) estableció para la zona tres facies reconocibles para el Mioceno: *Serie de Piera*, *Serie de Vallbona* y *Serie de La Guixera*. Posteriormente, Gallart (1981) adscribió la *Serie de la Guixera* al Plioceno. La *Serie de Piera*, de edad miocena y origen fluvial, se emplaza al E de la riera de Piera y se prolonga por el S y SW, formando por este lado la sierra o macizo de El Badoc. Está compuesta por la alternancia de bancos de conglomerado, limos y areniscas, siendo su color general amarillo-rojizo. La *Serie de Vallbona*, también de edad miocena pero de origen de derrubios locales de borde de cuenca, se localiza en el triángulo que forman el macizo de El Badoc y riera de Piera, el Paleozoico de la Cordillera Prelitoral por el N y NW y Vallbona al SW. Está constituida por la alternancia de conglomerados y arcillas de color predominantemente rojo a excepción de la parte superior que adquiere colores gris-verdoso de tonos claros. Por último, la *Serie la Guixera*, de edad pliocena y de formación continental de carácter detrítico (Gallart, 1981), se sitúa en el triángulo formado por el río Anoia al NE, el río Riudebitlles al SW, la confluencia de los dos ríos al SE y el Paleozoico de la Cordillera Prelitoral al NW. Se trata, en líneas generales, de la alternancia de bancos de pudingas, areniscas y arcillas. Es ésta formación donde aparecen cantos de sílex, dentro de los conglomerados.

Gallart (*Op. cit.*), ante las dificultades que presenta la adaptación de los criterios estratigráficos para el Cuaternario de dicha zona, define una serie de conjuntos agrupados en niveles de edad análoga. Así pues, el Cuaternario de la Fosa del Penedès queda definido en cinco niveles (del V al I) agrupados en dos fases: Inicio del Cuaternario y Cuaternario medio y reciente (**figura 5.4**). Al primero le correspondería el nivel V, que yace sobre los conglomerados de la *Serie la Guixera*, es ligeramente más torrencial y actualmente está formando una llanura. Las formaciones del río Anoia relacionables con este nivel se hallan a una altura de 140 m sobre el nivel actual del río, y no conservan la morfología de terraza. Por debajo de las formas y formaciones culminantes del nivel V se escalonan los siguientes niveles correspondientes al Cuaternario medio y reciente. El nivel inferior denominado nivel 0 representa un sistema morfogenético totalmente distinto a los restantes. El nivel I (+30 m) es doble y está formado por glacis (material coluvial de vertiente) y terrazas muy bien conservadas. El nivel II (+50 m) son amplios glacis. El nivel III (+65 m) se reduce a algunos restos de formación aluvial cementada, a los que es difícil relacionar ninguna formación coluvial o forma. El nivel IV (+90 m) apenas conserva la forma de acumulación, quedando representado por alguna acumulación aluvial y algún cono de deyección.

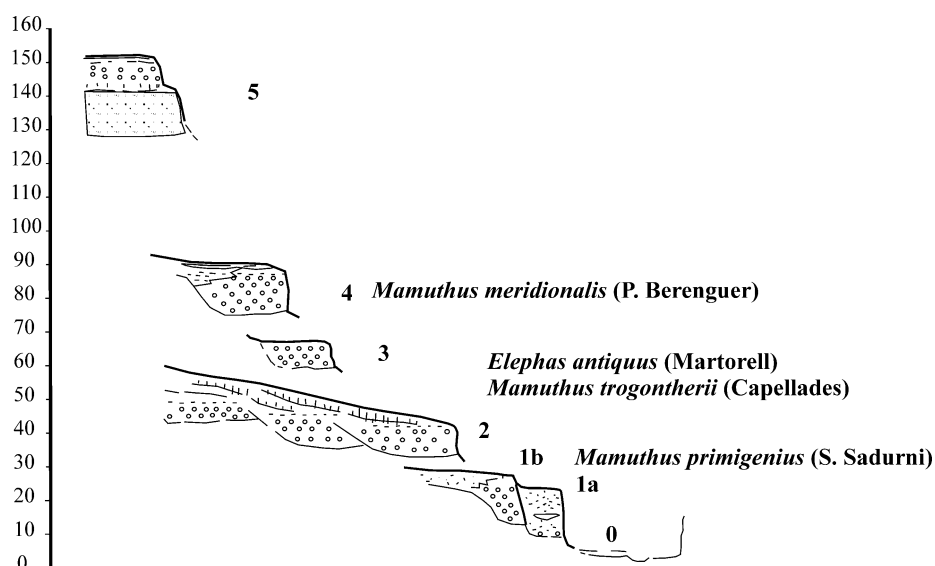


Figura 5.4. Esquema de escalonamiento de niveles cuaternarios del valle del Anoia en el Penedès y correlaciones con las faunas de elefantes del sistema del Llobregat (modificado de Gallart, 1981 en Vallverdú *et al.*, 2012b).

5.1.3.1 Serie La Guixera

Correspondiente al Plioceno, está constituida por conglomerados en bancos, con algunos lentejones que pasan a arenas de grano grueso en algunos sectores distales, intercalados entre paquetes lutíticos rojos con abundantes indicios de actividad edafogénica (Gallart, 1981). Las acumulaciones de conglomerados muestran el predominio de elementos calcáreos procedentes del Triásico de la Cordillera Prelitoral y del Paleógeno marino del borde de la Depresión del Ebro, así como sílex del Muschelkalk según Gallart (1981). Localmente hay algunas acumulaciones de gravas y arenas de pizarras procedentes del zócalo de la Cordillera Prelitoral.

5.2. MATERIALES ARQUEOLÓGICOS

5.2.1. INTRODUCCIÓN

Como ya hemos comentado en el Capítulo 2, el material de estudio de esta Tesis Doctoral es el sílex. Esto se debe a que es el material mayoritario en el registro arqueológico de toda la secuencia excavada del Abric Romaní y, por tanto, también de los niveles M, Oa y P, y en consecuencia es el único material que nos puede dar una visión del modelo de explotación territorial y las rutas de movilidad empleadas por los neandertales que ocuparon el Abric Romaní. En cuanto a las calizas, cuarzos y otras rocas, son introducidos como soportes en cantos o en fragmentos desgajados por la acción del agua que se localizan en los depósitos fluviales del río Anoia. Como fragmentos desgajados, nos referimos, a los cuarzos y los granitos. Los primeros localizados a menos de un km del Abric Romaní en filones entre las pizarras del silúrico de la Cordillera Prelitoral. Los granitos,

también, muy próximos, a la entrada del municipio de Vallbona d'Anoia, donde aflora un dique plutónico del Carbonífero.

La introducción de este material local para calcular la abundancia de las diversas materias primas en el territorio nos permitirá observar si tiene o no un papel secundario en la captación de las materias primas, con lo que podremos inferir el radio de acción en la captación y, por tanto, definir los patrones de movilidad de los neandertales del Abric Romaní.

Con la intención de verificar la posible captación fluvial de las materias primas, hemos muestreado todas las rieras y ríos que cortan alguna formación geológica con silicificaciones con la intención de verificar o cuantificar el posible aporte silíceo a la cuenca hidrográfica. Los ríos muestreados han sido el río Anoia y el Riudebitlles, y las rieras, de Tous, de Carme y de Mediona. En todos ellos se han muestreado varios puntos, teniendo en cuenta donde se localizan las formaciones geológicas con silicificaciones. Se ha prospectado y muestreado el cauce actual del río o riera y aquellas antiguas terrazas fluviales donde han sido localizadas, sobretudo correspondientes a los niveles de ocupación del Abric Romaní (T2 del río Anoia). El método empleado ha sido el muestreo de 1 m², contando todos aquellos cantos más grandes de 5 cm (Shelly, 1993; Terradas, 1995; García Antón, 2010; Roy et al., *In press.*). El resultado, ha sido negativo para el sílex y positivo para el resto de materias primas. En muy pocos casos ha parecido sílex y éste es muy poco representativo, pero por el contrario en el río Anoia a su paso por Capellades y en los pueblos colindantes, las calizas, cuarzos, areniscas y pizarras están fuertemente representados.

5.2.2. NIVEL M

Niv. M	Total
Sílex analizado	2781 45,7%
Sílex no analizado	2141 35,2%
Caliza	566 9,3%
Cuarzo	325 5,4%
Otras rocas	270 4,4%
Total	6083 100%

Tabla 5.3. Distribución de las materias primas para el nivel M.

El material lítico del nivel M está compuesto por 6.083 restos líticos (**tabla 5.3**), siendo 4.922 sílex, que representan el 80'9% del total del registro para este nivel. Descartando el material más pequeño de 1 cm y aquel que presenta fuertes alteraciones, como pátina total, totalmente concrecionado o con fuertes alteraciones térmicas, que no nos permite observar sus atributos petrográficos, y por tanto, imposible de adscribir a algún tipo de área-fuente, el sílex caracterizado petrográficamente del nivel M se reduce a 2.781, que representan el 56'17% del total del sílex. El resto de material lítico suma 1.161 restos líticos, que por materias primas hemos agrupado en calizas con 566 restos (9,3%), cuarzo con 325 (5,4%) y

otras rocas con 270 restos (4,4%), que por tener una muy baja representación hemos proferido agrupar.

En cuanto a la corticalidad del material silíceo, observamos que de los 2.781 restos analizados petrográficamente, el 69% no presenta cortical (n=1.917), mientras que el 31% sí (n=864), siendo mayoritariamente no cortical dominante (**tabla 5.4**). Si tenemos en cuenta el tipo de córtex presente, es decir si es primario/subprimario o fluvial/aluvial, tenemos que el 34,9% es de origen primario/subprimario (n=301) y el 65,1% es fluvial/aluvial (n=562).

NIVEL M	nco	nco(co)	co(nco)	co	Total
Sílex	1917	860	4		2781
analizado	68,94%	30,92%	,14%		100%

Tabla 5.4. Distribución del sílex analizado por corticalidad en el nivel M.

5.2.3. NIVEL Oa

Niv. Oa	Total
Sílex	362
analizado	24,4%
Sílex	1017
no analizado	68,4%
Caliza	79
	5,3%
Cuarzo	15
	1%
Otras rocas	13
	,9%
Total	1486
	100%

Tabla 5.5. Distribución del total de materias primas para el nivel Oa.

El material lítico del nivel Oa está formado por 1.486 restos, de los que 1.370 corresponden a sílex representando el 91,57% del total para el nivel. Descartando el material que por cualquier alteración no es posible analizarlo petrográficamente y aquel que es menor a 1 cm, el sílex del nivel Oa incluido en nuestro estudio es de 362 restos, el 26,2% del total del sílex recuperado. El resto de material lítico está formado por 107 restos divididos en 79 calizas (5,3%), 15 cuarzos (1%) y 13 restos agrupados en otras rocas (0,9%) (**tabla 5.5**).

En cuanto a la corticalidad del material silíceo, observamos que de los 362 restos analizados petrográficamente, el 68% no presenta cortical (n=246), mientras que el 32% sí (n=116), siendo mayoritariamente no cortical dominante (**tabla 5.6**). Si tenemos en cuenta el tipo de córtex presente, tenemos que el 40,5% es de origen primario/subprimario (n=47) y el 59,5% es fluvial/aluvial (n=69). Dichos porcentajes estadísticamente son poco significativos, casi la mitad del sílex proviene de zonas de abundancia como de zonas dispersivas o de depósitos fluviales del río Anoia.

NIVEL Oa	nco	nco(co)	co(nco)	co	Total
Sílex	246	98	18		362
analizado	67,94%	27,10%	4,96%		100%

Tabla 5.6. Distribución del sílex analizado por corticalidad en el nivel Oa.

5.2.4. NIVEL P

Niv. P	Total
Sílex analizado	1417 42%
Sílex no analizado	1572 46,6%
Caliza	226 6,7%
Cuarzo	62 1,8%
Otras rocas	98 2,9%
Total	3375 100%

Tabla 5.7. Distribución del total de materias primas para el nivel P.

Por último, el nivel P está compuesto por 2.989 restos que representan el 88'56% del registro lítico total. Descartando el material que no ha podido ser analizado, como ya hemos comentado en los anteriores niveles, el material analizado petrográficamente corresponde a 1.417, que equivale al 47'37% del total del sílex del nivel P. Las otras litologías están representadas por 226 calizas (6,7%), 62 cuarzos (1,8%) y 98 restos de otras rocas (2,9%), que de igual forma que en los anteriores niveles, por su baja representación hemos preferido agrupar, para que tuvieran representación estadística significativa (**tabla 5.7**).

En cuanto a la corticalidad del material silíceo, observamos que de los 1417 restos analizados petrográficamente, el 60% no presenta cortical (n=848), mientras que el 40% sí (n=569), siendo mayoritariamente no cortical dominante (**tabla 5.8**). Si tenemos en cuenta el tipo de córtex presente, tenemos que el 42,18% es de origen primario/subprimario (n=240) y el 57,82% es fluvial/aluvial (n=329). De igual forma que en el nivel Oa, los porcentajes estadísticos son poco significativos teniendo en cuenta que los valores son bastante similares

NIVEL P	nco	nco(co)	co(nco)	co	Total
Sílex analizado	848 59,84%	469 33,10%	100 7,06%		1417 100%

Tabla 5.8. Distribución del sílex analizado por corticalidad en el nivel P.

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

6. METODOLOGÍA

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

6.1. INTRODUCCIÓN

Este estudio pretende conocer las áreas de captación de los neandertales del Abric Romaní y, por tanto, sus rutas de movilidad. Por ello, se ha tomado como muestra la industria lítica silícea, en concreto el sílex, procedente de los niveles M, Oa y P. Con esta premisa y partiendo de la revisión y clasificación del material arqueológico, la metodología utilizada ha seguido una serie de pautas para establecer el origen del material lítico silíceo. Éstas son:

1. Selección de la muestra arqueológica
2. Clasificación del material arqueológico
3. Estudio geológico del entorno del yacimiento
4. La prospección geoarqueológica
5. La caracterización macroscópica de visu y mediante el microscopio estereoscópico del material
6. La caracterización microscópica de láminas delgadas mediante microscopio petrográfico
7. En caso que sea necesario, análisis mineralógicos complementarios para una mejor descripción del material en estudio.
8. Comparación de datos entre el material geológico y arqueológico

6.2. SELECCIÓN DE LA MUESTRA ARQUEOLÓGICA

Se ha tomado como material de estudio la industria lítica de los niveles M, Oa y P del Abric Romaní. En primer lugar hemos clasificado todo el material mayor de 1 cm según su categoría estructural, para luego establecer los grupos de materia prima.

Antes del análisis morfoscópico, se han desestimado aquellos objetos de la muestra que presentasen algún tipo de alteración que pudiera distorsionar la característica original de la pieza. Es el caso de los objetos que presentan pátina, están quemados o totalmente concrecionados. Debido a que el material patinado presente en los niveles M, Oa y P y, en general, en todos los niveles de Abric Romaní, es muy elevado, sólo se han excluido aquellos que la pátina afectase al total de la pieza.

La descripción morfoscópica se ha hecho a partir de criterios de visu y mediante microscopio estereoscópico o lupa binocular. Primero se ha agrupado el material por los remontajes que aparecen en los niveles descritos y estudiados en anteriores trabajos (Chacón, 2009; Bargalló,

2014; Vaquero et al., 2015), principalmente el nivel M y en menor medida el Oa, ya que del P, todavía no se ha realizado un trabajo sistemático, al haberse excavado recientemente. A estos grupos de les ha definido sus principales características visuales, como puede ser el color, textura, transparencia y cualquier anomalía que pudiera ser susceptible de diferencias con el resto de material (tipo de córtex, impurezas, fisuras, etc.). Una vez establecida una primera agrupación del material por materia prima, con o sin ayuda de los remontajes, se ha descrito todo el material mediante el microscopio estereoscópico. Se han revisado características y se han observado nuevas como pueden ser: posibles texturas sedimentarias, elementos aloquímicos en la matriz, relictos evaporíticos o la presencia de bioclastos. Con todo esto se han confirmado o desestimado los grupos establecidos *a priori* y se han configurado de nuevos. A partir de esta nueva agrupación se ha trabajado el material.

6.3. ANÁLISIS DEL MATERIAL ARQUEOLÓGICO

Una vez identificados y agrupados todos los tipos de materia prima, se ha clasificado el conjunto arqueológico en categorías estructurales a través del Sistema Lógico-Analítico (SLA) desarrollado por Carbonell *et al.* (1983), Carbonell y Mora (1986) y Carbonell *et al.* (1992). Debido a que la finalidad del presente trabajo no es el estudio tecnológico del material arqueológico en el sentido morfológico, sino el tipo de materia prima que utilizaron los neandertales, y este ha sido ampliamente estudiado en anteriores trabajos para los distintos niveles que estudiamos (Nivel M: Chacón, 2009; Chacón *et al.*, 2013; Chacón, Fernández-Laso y Rivals, 2014; Picin, 2014; Picin *et al.*, 2014; Vaquero, *et al.*, 2015. Nivel O: Chacón *et al.*, 2013; Bargalló, 2014; Picin, 2014; Bargalló *et al.*, 2014; Picin *et al.*, 2014; Vaquero *et al.*, 2015. Nivel P: Herranz, 2014), sólo nos centraremos en las categorías estructurales de la cadena operativa y el tipo de materia prima con el que han sido realizadas.

El SLA presenta un cuerpo metodológico destinado a la obtención, a partir del registro lítico, de una información que permita reconstruir la capacidad tecnológica de los homínidos, entendiéndola como las aptitudes técnicas desarrolladas para seleccionar y transformar la materia. Cada objeto es entendido como un elemento dentro de un proceso que a su vez, permite relacionarlo con los otros objetos del registro. Estos procesos técnicos se generan gracias al *continuum evolutivo dinámico* de manera que los objetos históricos se incluyen dentro de categorías estructurales designados como segmentos de un proceso técnico y, no como tipos.

El marco metodológico del SLA, no se podría entender sin la Tipología Analítica de G. Laplace (1957 y 1972) y el concepto de *cadena operativa* introducido por A. Leroi-Gourham (1964 y 1968). Según Laplace los útiles líticos debían descomponerse en estructuras morfotécnicas, es decir, en realidades objetivas; mientras que Leroi-Gourham situaba los artefactos dentro de las diferentes etapas de producción.

Entendiendo la materia prima como la primera fase dentro de la secuencia de producción en toda cadena operativa lítica, sería conveniente detenerse un instante en este aspecto. Como se ha dicho anteriormente, el concepto de *cadena operativa* para los estudios en prehistoria fue introducido por el francés A. Leroi-Gourham (1964 y 1968). Para este autor, los artefactos se realizan en diferentes etapas, la sucesión de los cuales forman una secuencia o cadena operativa. Situadas en un plano superior, la interacción entre diferentes cadenas operativas forman un sistema técnico y, a su vez, las interrelaciones entre diferentes sistemas técnicos constituyen la organización social. Sin embargo, no es hasta unos años después, ya entrada la década de los 70s del S. XX cuando el término de *cadena operativa* adquiere el valor conceptual que hoy en día se le aplica. Gracias a los trabajos de Robert Cresswell y Pierre Lemonnier se deja la dimensión descriptiva para dar el enfoque conceptual:

“Une chaîne opératoire est une série d’opérations qui transforme une matière première en un produit, que celui-ci soit objet de consommation ou outil” (Cresswell, 1976, p.13, en Vaquero, 1997, p.43)

Con esta definición se introduce por un lado el concepto de secuenciación como proceso continuo dentro de un proceso mayor que englobaría el conjunto y, por otro, la idea del producto como fin, el cual da un sentido al conjunto y dota de una lógica a los gestos técnicos.

Por tanto, desde el presente estudio, se pretende reconstruir la cadena operativa lítica desde su primer estadio, el de captación y aprovisionamiento de los recursos líticos disponibles en el territorio. La integración de los objetos arqueológicos en los diferentes momentos del proceso de producción, posibilitará la asociación de diversas categorías estructurales representadas en grupos petrológicos concretos y establecer patrones de movilidad. A partir de la representación por categorías estructurales, así como la relación con el tipo de materia prima y como ésta ha sido introducida, podremos establecer modelos de captación, gestión y aprovisionamiento de los recursos líticos.

Es a nivel descriptivo en la fase que nos quedamos del análisis del conjunto arqueológico según el SLA. Éste diferencia cinco categorías principales:

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

a) Bases Naturales (BN). Las Bases naturales son los objetos líticos transportados por el hombre al yacimiento para su posterior explotación o bien como percutor o simplemente como elemento estructural del yacimiento. Dentro de las BN diferenciaremos tres tipos:

- BNa: base natural que no presenta estigmas de percusión.
- BNb: base natural que presenta estigmas de percusión.
- BNc: base natural que presenta algún tipo de fractura.

b) Bases Negativas de Explotación (BNE). Se consideran como tal los soportes modificados para la producción. Éstos conservan los negativos (extracciones o levantamientos) de anteriores extracciones. Dentro de esta categoría se han incluido tanto los núcleos de primera generación (BN1GE), que parten de una base natural, como los núcleos de segunda generación (BN2GE), originados a partir de la extracción sistemática de Bases Positivas (BP) o lascas sobre una Base Positiva de mayor tamaño.

c) Bases Positivas (BP). Las Bases Positivas (BP) son identificables por presentar una cara dorsal, una cara ventral y una cara talonar.

En cuanto a las BP fracturadas, las hemos dividido en dos grupos a partir de la conservación o no del talón: Bases Positivas Fracturadas (BPF) que conservan la parte proximal, es decir el talón y no la distal; y los Fragmentos de Bases Positivas (FBP), aquellas que conservan la parte distal pero no la proximal donde está el talón.

d) Bases Negativas de Configuración (BNC). Corresponde a todos aquellos objetos que hayan sido modificados por retoque con la finalidad de configurar un artefacto y no la de expoliación para la obtención de Bases Positivas. Dentro de esta categoría distinguiremos entre aquellos configurados que se realizan sobre un soporte previo no modificado (BN), clasificándolos como Bases Negativas de Primera Generación de configuración (BN1GC). Por contra, aquel artefacto retocado sobre un soporte de Base Positiva será una Base Negativa de Segunda Generación de Configuración (BN2GC).

e) Fragmentos (Frag.). Los fragmentos son objetos que dada su morfología no se pueden encuadrar en ninguna de las anteriores categorías estructurales, por lo que ofrecen poca información y solamente tomaremos sus medidas y su corticalidad.

Además de la asociación de estas categorías estructurales se ha descrito el grado de corticalidad de los restos y el estadio de evolución posdiagenética de los córtex.

Para el grado de corticalidad se ha empleado las variables: totalmente cortical (**CO**), cortical dominante (**CO(NCO)**), no cortical dominante (**NCO(CO)**) y completamente no cortical (**NCO**).

La evolución posdiagenética de las corticales se ha estudiado en función de las modificaciones superficiales que éstos presentan a nivel macroscópico y mediante microscopio estereoscópico. A partir de estas observaciones los restos han sido clasificados según su índice de rodamiento y alteración, en sílex de origen **primario/subprimario** o **coluvial/aluvial** (Fernades y Raynal, 2006; Fernades *et al.*, 2007; Fernades *et al.*, 2008; Fernades, 2012).

- **Origen primario/subprimario:** aquellos restos líticos que presentan nulo o escaso índice de modificaciones superficiales en los córtex, que permite la identificación de los caracteres de la roca encajante original y no exhibe evidencias de transporte.
- **Origen coluvial/aluvial:** aquellos restos líticos que presentan alteraciones corticales como pátinas, craquelados, estigmas por choque y un elevado índice de rodamiento, que sugiere la erosión de los sílex del área genética y su posterior incorporación a la red hidrográfica o depósitos coluviales, implicando desplazamiento elevado respecto al área de formación (Fernandes y Raynal, 2010).

6.4. ESTUDIO GEOLÓGICO

Una vez identificadas todas las materias primas presentes en el registro de los niveles M, Oa y P y agrupadas por grupos de material, se han llevado a cabo las diferentes prospecciones en el entorno del Abric Romaní. El objetivo ha sido recoger muestras de los diferentes afloramientos citados por la bibliografía y localizar nuevos. A estos últimos se les ha situado, descrito y se han muestreado. Con esto, se ha agrupado el material por afloramientos y se ha ordenado en una colección de referencia.

6.4.1. ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio donde se han llevado las diferentes prospecciones ha sido, a excepción de algún afloramiento en concreto, un radio de 30 Km del Abric Romaní. Según diferentes estudios, como en el caso de Geneste (1985; 1988; 1989 y 1992), Geneste y Rigaud (1989) para la zona de Aquitania, entre el 70% y el 90% del material arqueológico localizado en los yacimientos de la zona proviene de pocos kilómetros del centro referencial, en general, entre 0 y 5 Km. Lo mismo sucede para los yacimientos estudiados por Meigne (1988) y Turq (1989;

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

1990; 2000). Para la zona del Languedoc, Tavoso (1984) establece que la mayoría del material encontrado en los yacimientos provendría de distancias entre 10 y 20 Km. Lo mismo identifica Binford (1979; 1982) en sus estudios etnoarqueológicos sobre grupos de cazadores-recolectores como en el caso de los esquimales Nunamiut. Por tanto, parece que los registros arqueológicos del Paleolítico medio están caracterizados por un bajo porcentaje de materiales provenientes de largas distancias (Féblot-Augustins, 1999a; 1999b).

Con esta premisa, la de una captación local o regional, hemos ido trabajando durante estos últimos años en el Abric Romaní (Gómez de Soler, 2007; Gómez de Soler, 2009; Vaquero *et al.*, 2012; Soto *et al.*, 2013; Soto *et al.*, 2014). Siguiendo con esta idea, para el presente trabajo hemos escogido un radio de acción de 30 km (**figura 6.1**). No obstante, sabiendo que en los niveles M, Oa y P, como en el resto de niveles de Abric Romaní, hay un porcentaje pequeño de material alóctono, también hemos hecho incursiones en afloramientos más lejanos que consideramos susceptibles de aprovisionar materia prima a los neandertales del Abric Romaní.



Figura 6.1. Situación de algunos afloramientos, a modo de ejemplo, y su radio con el Abric Romaní. Se excluyen los de origen fluvial. Extraído y modificado del Google Earth.

Las unidades geomorfológicas que comprenden esta área son:

- La Depresión del Ebro
- La Cordillera Prelitoral
- La Depresión Prelitoral

La **Depresión del Ebro**, es la zona potencialmente con más recursos líticos de tipo silíceo y, como es el material que más abunda en el Abric Romaní, es la zona en la que hemos abarcado un mayor perímetro, e incluso hemos superado los 30 km de distancia, con el fin de localizar aquellos materiales de origen alóctono. Teniendo al sur la Cordillera Prelitoral, se ha tomado la localidad de la Panadella como la más al norte, pasando por St. Martí de Tous y llegando a Vallespinosa como más al oeste.

En la **Cordillera Prelitoral** se ha prospectado la zona más próxima al Abric Romaní (municipios de Capellades y St. Quintí de Mediona) y zonas puntuales de las montañas de Prades, Querol y la Riba (provincia de Tarragona) y Aiguafreda (Vallès Oriental). Si hemos cogido puntos tan lejanos unos de los otros es, por un lado, para confirmar las referencias bibliográficas que citan silicificaciones a lo largo de todo el triásico y, por otro, por la difícil localización de las mismas en los estratos triásicos de las proximidades de Capellades. Estas silicificaciones a pesar que aparecen a lo largo de la Cordillera Prelitoral no son muy extensas, ni continuas y difíciles de localizar, por lo que necesitábamos muestras para los análisis descriptivos. Por su ambiente de formación, estos sílex son muy homogéneos, por lo que sus características son muy similares, permitiéndonos extrapolar sus descripciones al resto de silicificaciones de dichas formaciones.

Para la **Depresión Prelitoral**, y a falta de una mayor prospección hacia la Cordillera Litoral, la zona estudiada corresponde a las inmediaciones del municipio de St. Quintí de Mediona, Canaletes, los cursos fluviales próximos, y la zona que comprende los municipios de Riudebitlles y Torrelavit hasta St. Sadurní d'Anoia, donde desemboca el río Riudebitlles en el río Anoia.

6.5. LA PROSPECCIÓN GEOARQUEOLÓGICA

6.5.1. MATERIAL DOCUMENTAL

En primer lugar necesitaremos recopilar toda la bibliografía que haga referencia a posibles afloramientos de materia prima en la zona de trabajo y todo aquel material que nos informe sobre la geología del entorno (García Rodrigo, 1957; Virgili, 1958; Virgili, 1977; Anadón, 1978; Anadón *et al.*, 1979; Gallart, 1981; Cabrera, 1983; Gallart, 1985; Anadón y Marzo, 1986; Sáez, 1987; Ortí, 1990; Gallart, 1991; Folch i Guillén, 1992; Ortí *et al.*, 1997; Ortí *et al.*, 2007; Colldefons *et al.*, 1994a; Colldefons *et al.*, 1994b). Es decir, antes de empezar cualquier trabajo de prospección, habremos de conocer la geología del entorno y los posibles afloramientos que se hayan localizado hasta el momento (Carbonell *et al.*, 1992; Bofarull, 1997; Vaquero, 1997;

Morant, 1998; Gómez de Soler, 2007; Gómez de Soler, 2009; Carbonell, 2012; Vaquero *et al.*, 2012; Soto *et al.*, 2013; Soto *et al.*, 2014).

Después del trabajo bibliográfico, hemos obtenido el material cartográfico necesario de la zona en cuestión (IGME, 1975. Hoja 391; IGME, 1982. Hoja 418; IGME, 1982. Hoja 419; IGME, 1998. Hoja 390; Roca i Adrover y Miranda i Canals, 2010). Los mapas geológicos de la zona, en muchos casos nos ha orientado en la localización de posibles afloramientos. La información geológica y la localización de formaciones geológicas susceptibles de llevar material lítico idóneo para la talla en su roca encajante, nos posibilitará la organización de una primera prospección geoarqueológica. Muchas veces necesitaremos complementar la cartografía con mapas topográficos (Miranda i Canals, 2010), ya que nos ayudarán en la orientación, localización y situación de aquellos afloramientos que cita la bibliografía o que nosotros hayamos encontrado. La toponimia también puede ser un factor clave para la localización de afloramientos (ejemplo Pedrafoguera en Valldepres).

6.5.2 ELABORACIÓN DE LAS FICHAS DE CAMPO

La necesidad de ser rigurosos en la recogida de datos en las prospecciones es fundamental en nuestra investigación. Por un lado, la visita de afloramientos geológicos nos permite valorar aspectos tan importantes como el tipo de córtex original en la formación geológica y su red de drenaje o la accesibilidad a los recursos por los grupos de cazadores-recolectores. Por otro, las prospecciones geoarqueológicas comportan un problema obvio que es la distancia y el desplazamiento. Esto nos lleva a tener que ser precisos en el momento de coger todos los datos sobre los afloramientos, ya que una mala descripción o la falta de datos, nos llevará a tener que volver al afloramiento con el coste que esto conlleva. Por este motivo, se hace del todo necesario crear una ficha de campo que recoja toda la información que luego necesitaremos en el laboratorio. Con esto, evitaremos cualquier descuido de información.

La ficha de registro de campo que aquí se presenta toma, por un lado, las principales características descriptivas de las fichas utilizadas por diversos autores clásicos (Malissen, 1977; Masson, 1979 y Demars, 1982) y otros de recientes (Tarriño y Ulibarri, 1992; García-Antón, 1997; Mallol, 1997, Morant, 1998 y Bressy, 2003) y, por otro, se basa en los criterios establecidos en las reuniones que se han llevado a cabo durante estos últimos años dentro de la Red Temática *Estudio de la Disponibilidad de Rocas Silíceas para la Producción de Instrumental Lítico en la Prehistoria* (Terradas *et al.*, 2006).

nuev a ficha Eliminar Buscar

MUNICIPIO	municipio.....		ID:	ID.....
COORD. UTM	Coordenadas UTM.....		ALTITUD	altitud (Msnm).....
XLAT	X/Lat.....	YLONG	Y/Long.....	
ACCESIBILIDAD	Accesibilidad al material.....			
COMO ACCEDER	descripción del acceso.....			
FOTOS LOCALIZACIÓN	Fotografías de la localización.....			

FECHAS	fecha de localización
PROSPECTADORES	quien encontro el afloramiento
SIGLA MUESTRAS RECOGIDAS	Nº de muestras recogidas y sigla
LOCALIZACIÓN MUESTRA	localización de las muestras en el laut
ANALÍTICAS	analíticas realizadas

FORMACIÓN	Formación geológica a la que pertenece la muestra		
EDAD	Era geológica	EPOCA	Epoca geológica
POSICIÓN	Posición primaria o secundaria	ROCA ENCAJANTE	Roca encajante
SUPERFICIE ESTIMADA	Superficie estimada	Metros	
GENESIS	Genesis del afloramiento		
GEOLÓGICO	Nº mapa geológico	Escala	Escala del mapa geológico
FOTOS A FLORAMIENTO	Fotografía afloramiento		

MATERIA PRIMA	Materia prima		
MACROSCOPIA	descripción macroscópica		
MORFOLOGÍA	morfología	TAMAÑO BLOQUES	tamaño de los bloques
TIPO CÓRTEX	tipo de córtex	GROSOR	grosor del córtex mm
ALTERACIONES OBSERVADAS	alteraciones observadas, especificar		
CUANTIFICACIÓN	cuantificación relativa (si hay mucho o poco mal)		
FOTOS BLOQUES	fotografías de los bloques		

EXPLORACIÓN ANTRÓPICA <input type="checkbox"/> SI <input type="checkbox"/> NO	
TIPO DE EXPLORACIÓN	tipo de exploración

Figura 6.2. Ficha de registro de campo utilizada para la prospección geoarqueológica.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

1. *Localización y accesibilidad.* Nos sitúa el afloramiento y nos indica su accesibilidad con una breve explicación de cómo llegar a él.
2. *Datos técnicos.* Información sobre el día que se prospectó y las personas que la llevaron a cabo, así como la sigla que recibe la muestra, la localización en el laboratorio y las analíticas aplicadas.
3. *Contexto geológico del afloramiento.* Toda la información relacionada con la geología del afloramiento.
4. *Materia prima.* Tipo de material y sus características morfoscópicas.
5. *Evidencias de explotación antrópica.* Este último apartado engloba desde la explotación del afloramiento para la extracción de materia prima en el pasado, así como diferentes observaciones generales y toda la bibliografía documentada sobre el afloramiento.

Además, para el presente trabajo hemos considerado importante añadir otros aspectos que no son recogidos en las fichas consensuadas por el grupo de trabajo en materias primas (Terradas *et al.*, 2006) como son el índice de contenido silíceo del afloramiento y el espesor observable del afloramiento (Branna, 1992; Brantingham, 2003; Wilson, 2007).

6.5.3. TRABAJO DE CAMPO

Después del estudio geológico (límite de la zona y material documental necesario) y de la elaboración de la ficha de registro de campo, pasamos a la realización de las prospecciones geoarqueológicas.

A partir de la información previamente recogida, todas las prospecciones deben contemplar tanto los depósitos de origen que puedan presentar materia prima lítica, denominación que recibe el nombre de origen primario (por ejemplo estratos calizos), como aquellos depósitos en que la materia prima pueda encontrarse desplazada de su posición original, denominados afloramientos en posición secundaria (por ejemplo las terrazas fluviales). Para estos últimos afloramientos, en concreto las terrazas fluviales, debemos tener en cuenta que a lo largo de la historia los ríos se han ido modificando, de la misma manera que el material que transportan. Por tanto, no sólo debemos prospectar el curso actual del río sino todas aquellas terrazas fósiles que se hayan localizadas durante el trabajo de campo.

La preparación de las prospecciones irá acompañada de una lista de material necesario. Por un lado, un GPS, en nuestro caso utilizamos el GPS Garmin GPSmap 62st con el que registraremos

la ubicación con coordenadas UTM y *Datum* ETRS89. Junto a esto, los mapas geológicos y topográficos de la zona a prospectar, una libreta de campo donde anotaremos cualquier incidencia, una cámara fotográfica, bolsas para la recogida del material, un manual de identificación de rocas y minerales, las fichas de campo, una piqueta y una lupa de campo.

Cada prospección la hemos planteado a partir de la geomorfología del terreno y, por tanto, la hemos dividido por unidades morfológicas: la depresión del Ebro, la depresión Prelitoral y la Cordillera Prelitoral. De este modo, si se planifica una prospección por la depresión del Ebro, nos centraremos sólo en aquellos posibles afloramientos o formaciones geológicas de dicha unidad geomorfológica, y esto será aplicado a cada prospección. Consideramos que de esta manera es más fácil planificar las prospecciones, organizar el material de muestra y la información que obtendremos de cada salida de campo.

Las tres grandes unidades geomorfológicas citadas anteriormente, entran en contacto por la acción del río Anoia. Por tanto, el río y sus afluentes se convierten en otra unidad geomorfológica que tendrá que ser prospectada. Dicha unidad, puede ser prospectada por individual o junto a una de las tres grandes unidades, ya que generalmente el río cortará alguna formación geológica que lleve material lítico susceptible de ser tallado y este transporte nos será de gran interés. Esto puede posibilitar el acceso cercano a un tipo de materia prima que originalmente se encuentra a larga distancia.

En relación a las prospecciones de las terrazas fluviales el método empleado ha sido el muestreo de 1 m² en varios puntos a lo largo de los cursos fluviales de un entorno de unos 20 km a la redonda del Abric Romaní. La idea es siempre muestrear las terrazas fluviales que quedan próximas a los afloramientos de las silicificaciones primarias, y luego muestrear otros puntos, uno intermedio y otro más lejano, para ver si la cantidad de material aportado es el mismo o disminuye con la distancia. Una vez establecido el perímetro a muestrear, se procede al conteo de todos aquellos cantos mayores de 5 cm y se anotan todas las litologías presentes (Shelly, 1993; Terradas, 1995; García Antón, 2010; Roy *et al.*, *In press.*). Además, se georeferencia la posición y se fotografía la zona muestreada. Con estos datos nos podremos hacer una idea del material lítico que lleva el río o riera. En aquellos casos que hemos podido identificar antiguas terrazas fluviales, sobre todo para el río Anoia, y que correspondan a la T2, la hemos muestreado, pues sería el lecho del río que tendrían en aquel momento los neandertales que ocuparon el Abric Romaní durante los niveles M, Oa y P, y la representatividad del material dispuesto se ajustaría más a la realidad del momento.

6.5.4. ELABORACIÓN DE UNA COLECCIÓN DE REFERENCIA

Uno de los primeros pasos antes de analizar o describir cualquier material, ya sea arqueológico o geológico, es el de ordenar de forma coherente todas las muestras recuperadas a lo largo de las prospecciones geoarqueológicas. Su finalidad será la de elaborar una litoteca o colección de referencia fiable y bien documentada. Esta litoteca servirá, no sólo para el trabajo en cuestión, sino para futuros trabajos de aprovisionamiento de recursos líticos en la prehistoria, ya que con el material bien organizado y clasificado todo aquel que desee consultar el tipo de materia prima que se puede localizar en la zona de estudio (comarcas de la Anoia, Alt y Baix Penedès y Conca de Barberà) tendrá acceso a una colección de referencia que le facilitará la posterior investigación.

6.5.5. DELIMITACIÓN CARTOGRÁFICA DE LAS UNIDADES GEOLÓGICAS Y CATALOGACIÓN DE PUNTOS AFLORANTES.

Las formaciones geológicas con contenido silíceo han sido digitalizadas, en formato vectorial, sobre el mapa geológico 1:50.000 del Instituto Geológico Minero de España (hojas 390, 391, 418 y 419) mediante el programa AutoCAD. Con esto se ha creado una cartografía digital de todas las formaciones geológicas con contenido silíceo y sus extensiones en el territorio en cuestión, así como los puntos aflorantes documentados. Todos estos datos se han volcado al software ArcGIS 10.2 y MiraMON 7.0 (Pons, 1994-2012), con los que se obtuvo un modelo Digital de Elevación (MDE). Además pudimos obtener datos cuantitativos de la cantidad de aporte silíceo que puede dar una formación geológica.

A partir de la digitalización se procedió a la realización de perfiles de las unidades litoestratigráficas con silicificaciones. Para ello, aspectos como el espesor real de las formaciones geológicas, el espesor aparente del punto aflorante, la abundancia y el tamaño de los nódulos o brechas silíceas, fueron obtenidos en el campo y en el laboratorio con la cartografía geológica y topográfica (Jeske, 1992; Brantingham, 2003; Wilson, 2007; Ducke y Steel, 2010; Soto, 2015). Dichos datos se obtuvieron a partir de:

- La extracción del **Espesor Calculado (E_c)** de la formación geológica del afloramiento. Corresponde al cálculo del grosor máximo de la capa geológica con silicificaciones. En zonas con buzamiento horizontal ($\beta=0^\circ$) este espesor corresponde a la diferencia entre el techo y la base de la capa aflorante ($E_c = \text{Cota Máxima} - \text{Cota Mínima}$) y nos dará el espesor real (diferencia de cotas). En afloramientos de capas con buzamiento

vertical ($\beta=90^\circ$) el espesor calculado se considera el mismo que el Espesor medible en la cartografía (E_m). Es decir, el equivalente a la distancia entre el techo y base de la capa (medida en cm) multiplicada por el denominador de la escala numérica cartográfica ($E_c=E_m \times 50.000$). En afloramientos con buzamientos distintos, el E_c se calcula aplicando la siguiente expresión: $E_c = E_m \times \text{sen } \beta$.

- Cálculo del **Espesor aparente (E_a)** del afloramiento. Consiste en el espesor observable de las rocas encajantes con silicificaciones. Es decir, el cálculo de la distancia entre el techo y la base del afloramiento.
- **Índice de contenido silíceo** del afloramiento. Se ha calculado mediante el cálculo de la ratio en cm^2 de sílex/ m^2 de roca encajante. Así, si en un metro cuadrado se detectan diez centímetros cuadrados de sílex, el índice silíceo de dicho afloramiento se considera del 10%.
- La **Dimensión (D)** representa la medida media del tamaño máximo de los nódulos descritos en el afloramiento
- La **abundancia (Ab)** es el factor que analiza el aporte teórico de sílex de la formación geológica al territorio. El aporte ha sido calculado a partir de los afloramientos muestreados. Para obtener dicha abundancia se ha calculado el índice de contenido silíceo según el promedio del espesor aparente de los afloramientos ($\text{Índice sílex} \times \text{espesor aflorante} = \text{Índice total de sílex}$).

También se ha realizado una **estimación de la superficie de sílex aflorante** en las distintas formaciones. Conociendo el área de la formación geológica y el espesor aparente de los afloramientos muestreados ($\text{Área formación} \times \text{Promedio } E_a = \text{Área aflorante}$).

Por último, la **abundancia de los distintos tipos silíceos** en el territorio se ha calculado a partir de la aplicación del promedio del Índice total de sílex de los afloramientos al área de la formación ($\text{Promedio Índice total de sílex} \times \text{Área aflorante} = \text{Abundancia silícea en el territorio}$).

Estos datos han permitido tabular las principales características de las formaciones geológicas con sílex: su localización, espesor real, grosor aparente de los afloramientos, ratio de representación silícea y estimación de la abundancia cartográfica en la formación geológica.

6.6. LA CARACTERIZACIÓN MACROSCÓPICA

6.6.1. INTRODUCCIÓN

Para la observación del material distinguiremos entre el material geológico que equivale a la muestra de mano recogida en la formación geológica, y el material arqueológico que corresponde al recuperado en el yacimiento. El trabajo se ha centrado en la identificación y clasificación del sílex.

La petrografía es la parte de la geología que trata de describir y clasificar sistemáticamente las rocas (Riba, 1997). Tiene como objetivo básico el análisis textural y mineralógico de los constituyentes de una roca y de cómo estos se presentan. Para el presente trabajo el análisis petrográfico se centrará en la descripción de los caracteres macroscópicos identificados *a visu* y mediante microscopio estereoscópico o lupa binocular y la caracterización microscópica centrada, principalmente, en la descripción de láminas delgadas mediante el microscopio óptico polarizante o petrográfico.

6.6.2. CARACTERES MACROSCÓPICOS

La primera fase de identificación y clasificación para el material arqueológico y geológico será establecer los principales caracteres macroscópicos del material por comparación de visu y mediante microscopio estereoscópico (Zeiss Stemi Dv4/DR de 8-32X). Se partirá con el material arqueológico estableciendo grupos de materia prima. Seguidamente se establecerán los mismos criterios de clasificación e identificación para la muestra de mano recogida en los diversos afloramientos geológicos prospectados.

Partiendo de diversos estudios sobre materias primas en prehistoria (Masson, 1979 y 1981; Demars, 1982; Torti, 1985; Seronie-Viven y Seronie-Viven, 1987; Luedtke, 1992; Ortega, 2000; Mangado, 2005; Bressy, 2003; Fernades, 2012; Sánchez, 2015, Soto, 2015) se han establecido los siguientes criterios morfoscópicos como los apropiados para la caracterización del material, tanto arqueológico como geológico. Los caracteres utilizados se detallan a continuación.

Pátina. Hace referencia a una serie de alteraciones químicas y bioquímicas que sufren las piezas, principalmente por hidratación-deshidratación, tanto en la parte cortical como en la propia matriz. Dichas alteraciones nos pueden informar sobre los procesos postdeposicionales que ha sufrido la pieza en su lugar de origen. Con ello, podremos saber su posición dentro de

la formación de origen, los procesos que pudiera haber sufrido el material encajado (en este caso el sílex) y, por consiguiente, aproximarnos al lugar de extracción del mismo. En muchos casos también son un buen indicador paleoambiental. Un ejemplo de ello es el fenómeno conocido como pátina negra. Provocado por impregnaciones ferruginosas y actividades bacterianas, éstas pueden llegar a alterar el material colorando de diversa manera la superficie del sílex (Badia, 1977 en Bressy, 2003). En condiciones anóxicas, sedimentos ricos en materia orgánica, favorecerán la formación de pátina negra. Otra es la pátina amarilla y marrón, que suelen indicar largos periodos de fuerte alteración meteórica (Fernandes, 2012). Por contra, la pátina blanca, la más común de todas, nunca se forma en el córtex, ya que ésta tiende a instalarse más fácilmente en superficies rugosas que lisas. Inducida por la circulación de soluciones activas en la superficie o el suelo, crea una red porosa en la pieza que provoca que desde la endocortical se vaya creando una opacidad, modificando progresivamente la textura mineralógica mediante la eliminación o transformación de los cristales y granos de menor tamaño, primero los carbonatos, luego la calcedonita y por último el cuarzo, a un estado pulverulento. Por contra, las patinas coloreadas sólo modifican la superficie de las piezas, circunscribiéndose únicamente a la porosidad sub-cortical. En definitiva, la pátina blanca es una transformación hacia componentes más estables. Dicha disolución se forma por la interfaz solido-fluido (Fernandes, 2012).

Concreción. Parámetro utilizado sobre todo para el material geológico. Algunas muestras presentan concreciones de diferente coloración y matriz. Dependiendo del tipo de sedimento caja, éste determinará el tipo de concreción del material geológico y así podremos obtener más información sobre el contexto geológico en el que se encuentra la materia prima.

Córtex. Se han tomado todas las características que presentan las zonas corticales como el color, espesor, índice de rodamiento y sobre todo el tipo de córtex, es decir, la litología del mismo, en este caso evaporítica, calcárea o detrítica. El término aluvial/coluvial se refiere a aquellos córtex que han sufrido una disolución inicial y posteriormente, las superficies han sido rodadas o han sufrido estigmas en los ángulos provocados por el transporte (Masson, 1981); a este tipo se le considerará como neo-córtex (Fernandes *et al.*, 2007). En general, el tipo de córtex nos informará sobre el origen del afloramiento.

Color. Es un parámetro bastante significativo para distinguir grupos dentro del material arqueológico. El problema es que en un mismo afloramiento geológico el sílex puede tener diferentes tonalidades y colores. Además, si tenemos en cuenta el criterio de cada investigador

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

que nunca es terminantemente objetivo, le da un carácter más subjetivo y, en consecuencia, se establece como menos definitorio.

No obstante, si entendemos el color en sentido amplio, a menudo nos podrá aproximar a establecer la génesis del sílex a través de los minerales formadores. Según Seronie-Viven y Seronie-Viven (1987), los sílex de intensa coloración gris o negra, pueden indicar que se han formado en medios sedimentarios reductores (sin presencia de oxígeno), mientras que los sílex de coloración amarillenta y rojiza suelen corresponder a medios de formación en condiciones oxidantes. Así, los sílex de tonalidades claras, en especial el gris claro, puede vincularse a una débil difusión de hierro férrico o a una elevada porosidad del medio, hecho que implica una alta difracción de la luz. Por último, los sílex translúcidos, de tintes amarillos, rosados, grises o azulados, suelen formarse en medios lacustres y en su composición predomina la calcedonia (sílice fibrosa).

En definitiva, con la premisa de entender el color en sentido amplio y, con el uso de un código de color, en este caso el *Type Code Munsell* (Munsell Rock Color Book. The Geological Society of America, 2013), creemos haber conseguido dar un carácter más objetivo a la determinación del color.

Transparencia. El carácter translúcido u opaco de la pieza, es un elemento que va muy ligado al color por ser el medio sedimentario genético quien lo da. Los materiales opacos generalmente provienen de las formas más amorfas de la sílice (ópalos) y presentan una composición más biogénica, formándose principalmente en ambientes reductores. En los translúcidos predomina la sílice fibrosa fruto de una alta difracción de la luz y, por tanto, se forma en condiciones más someras. Su aspecto mate o brillante nos ayudará a ser más precisos en la clasificación macroscópica en tonalidades y colores.

Textura. Va relacionada con el tacto de la pieza y en consecuencia con el tipo de grano. Nosotros lo agrupamos en muy fino, fino, medio o grueso.

Estructura sedimentaria. Nos ayuda a saber la litología (composición sedimentológica) del objeto. Asimismo nos servirá para identificar el medio deposicional en el que se ha formado, ya que su estructura irá relacionada con el depósito original y, por tanto, identificándola podremos reconocer el registro original donde se formó la roca (Tucker, 1988; 2001). De estructuras sedimentarias hay muchas, pero las más habituales son las: *laminaciones, bioturbaciones, anillos de Liesegang, nodulizaciones, estilolitos, etc.*

Las *laminaciones*, se caracterizan por un cambio de color o textura que refleja variaciones composicionales y/o de tamaño de grano de espesores menores de 1 cm. El desarrollo de láminas suele producirse rápidamente como resultado de un solo evento. Las *bioturbaciones* son figuras relacionadas con la actividad excavadora de organismos. Las *nodulizaciones* y los *estilolitos* son figuras de compactación que indican presión y disolución en el medio (Tucker, 1988; Bastida, 2005; Collinson, Mountney y Thompson, 2006).

Generalmente, si la sílice pertenece a las formas fibrosas (calcedonia), ésta no presenta estructura sedimentaria y, si forma parte de las formas cristalinas, tipo microcuarzo, ésta se presenta laminada y bien organizada (Parcerisas, 1999). En el caso de las formas fibrosas, éstas son más comunes en medios más someros y evaporíticos, donde la roca caja no presenta una estructura clara (por ejemplo los yesos). Según varios autores (Tarriño, 1998; Ortí *et al.* 2007) son en estos medios donde, probablemente, se den unas condiciones más favorables para una diagénesis temprana. Mientras que aquellos sílex con una cierta organización del grano, éstos se forman en ambientes lacustres menos someros con una sedimentación tranquila, donde la roca caja presenta una cierta estratificación (por ejemplo las calizas), pudiendo intervenir, en un porcentaje mayor, la actividad de organismos (estructuras biogénicas) que nos indicaría una mayor presencia de ópalo C-T. Además, las estructuras ricas en materia orgánica, van muy ligadas al color, ya que ésta suele dar tonalidades oscuras (Bastida, 2005). Generalmente, en estos casos la diagénesis sea más tardía.

Fractura. Se relaciona con la aptitud de la talla y el tipo de textura de los materiales. Se trata de un criterio fundamental para la definición de las estrategias de selección de la materia prima. Según el tipo de fractura se han establecido tres grupos:

- los que presentan una fractura *concoidea*: se identifica como tal, si la superficie fresca que se genera después de que esta haya sido tallada presenta unas ondulaciones perpendiculares al punto de impacto generadas por el efecto de percusión de un elemento contra otro. Generalmente este tipo de fractura está presente en las rocas silíceas e implica una óptima calidad.
- los que presentan una fractura *laminar* o *esquistosa*: cuando los materiales se fracturan en superficies o capas paralelas y, por tanto, la superficie fresca generada suele ser plana. Fractura típica para el esquisto y la pizarra.
- los que presentan una fractura *granudo-sacaroidea*: la superficie fresca generada suele ser rugosa al tacto. Generalmente es un tipo de fractura que se encuentra en aquellos

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

materiales de grano más grueso como es el caso de cuarzos, cuarcitas, areniscas y calizas.

Fisuras y diaclasas. Otra característica que nos informa sobre el ambiente paleogeográfico en el que se encuentra la formación. Son claras indicadoras de flexiones y presiones del sílex en su roca caja (Bressy, 2003). Hablaremos de fisuras cuando el material presente fracturas abiertas; en algunos casos estas fracturas pueden estar rellenas. Entenderemos diaclasas como fracturas sin desplazamiento (sin obertura) y perpendiculares a la estratificación.

También es importante como elemento de determinación en la elección del material para tallar. Según la cantidad de fisuras y diaclasas el material fracturará por éstas y no por donde quiera el tallador.

Impurezas e inclusiones. La ausencia o presencia de ellas nos ayudará a tener más criterios de identificación y nos dará más información sobre la calidad del material. En algunos casos se ha detectado la presencia de geodas, rellenos de cristales, microorganismos, etc.

Microfósiles. La observación a visu o mediante microscopio estereoscópico de fósiles calcáreos como gasterópodos, bivalvos, ostrácodos, foraminíferos o algas, puede resultar útil para la determinación de los medios sedimentarios en los que los sílex fueron originados. Es el caso de las algas carofitas, las cuales sólo se localizan en ambientes lacustres de agua dulce, o los foraminíferos, exclusivos de ambientes marinos.

La identificación de fósiles silíceos (diatomeas, radiolarios, espículas de esponjas, etc.) necesita de otras técnicas analíticas, como el microscopio petrográfico y, en mayor medida, el microscopio electrónico de barrido (MEB). Su determinación ha llegado a convertirse en sí misma en una disciplina de caracterización.

Soporte del material. Un criterio muy válido para el material geológico y para aquel que ha sido introducido en el yacimiento con una nula o mínima explotación. Es un parámetro que nos aproxima a las características originales de la materia prima seleccionada. En el caso del material arqueológico, nos proporciona información sobre los procesos de captación y explotación de los recursos minerales. Así el soporte quedará definido en: *nódulos, bloques, cantos, fragmentos y filones*.

Medidas del material. Hay dos tipos de medidas. La primera tiene que ver con el formato original del material y, por tanto, sólo aplicable al material geológico; debido a su cantidad se

definen dos tipos: los *heterométricos* (medidas variables) y los *homométricos* (medidas similares) y el tipo de medida (si son milimétricos, centimétricos, decimétricos o métricos). La segunda tiene que ver con el material arqueológico y sus medidas se dan en milímetros (mm).

Índice de rodamiento. Válido principalmente para el material geológico. Nos ayudará a saber el origen primario o secundario del material. Se distinguen dos tipos: bajo y alto.

Forma del material. Sólo aplicable al de origen geológico y aquel que sea introducido al yacimiento con una nula o mínima explotación. Se describen dos variables, si son regulares o irregulares (sólo válido para el material geológico) y su morfología. Esta última puede ser: angulosa o redondeada.

6.7. LA CARACTERIZACIÓN MICROSCÓPICA

6.7.1. INTRODUCCIÓN

La caracterización microscópica pretende estudiar dichas rocas mediante la observación a altos aumentos a través de la preparación de una muestra en lámina delgada de 0.03 mm de espesor y su observación mediante un microscopio óptico polarizante o microscopio petrográfico.

Para nuestro estudio utilizaremos un microscopio petrográfico modelo NIKON ECLIPSE E400POL de 20X a 400X y las fotografías las obtendremos con la cámara modelo DELTAPIX INVENIO 5S.

Las láminas delgadas estudiadas han sido realizadas por nosotros mismos en el Laboratorio de Geoarqueología del IPHES (**figura 6.3**). Son el resultado de un proceso que se inicia con la obtención de un plano liso de la roca, obtenido mediante una sierra de diamante de 15 cm de diámetro (Trim Saw Machine modelo Hi-Tech). Una vez se ha obtenido un plano liso, éste es aferrado a un porta muestras de cristal (medidas 45x60 mm) para que posteriormente la muestra pueda ser cortada con la misma inclinación con la que después será pulida mediante la cortadora-rectificadora (modelo BROT RECTILAME 1.23.02). Una vez cortada con el disco de diamante de la cortadora-rectificadora se procede a su pulido con la intención de dejar una superficie completamente lisa y homogénea. Ésta superficie será aferrada al porta muestras definitivo, el cual también, previamente será pulido con la intención de eliminar cualquier imperfección del cristal, mediante resinas sintéticas epoxi en una máquina de prensado con regulación de temperatura (modelo BROT PRESSE DE COLLAGE 1.04.02). Una vez la muestra ha

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

quedado bien aferrada se procederá a la fase de rectificación (BROT RECTILAME 1.23.02) hasta que la muestra quede con un grosor de 30 μm (0.03 mm). Ésta fase se puede acelerar si cortas la muestra con el espesor justo para que la fase de rectificado sea el menor posible pero que no dañe la muestra. Por último, se pulirá la muestra con polvo de diamante en la pulidora (modelo BROT POULISSEUSE 1.03.17), lo que permitirá que la superficie de la muestra quede completamente homogénea. A este punto, las muestras se pueden o no cubrir, dependiendo de si tienes la intención o no de realizar algún tipo de microanálisis (micro difracción, espectroscopia Raman, etc.). En caso negativo, la lámina delgada será cubierta con un cubre cristales del grosor de 1 mm y de las mismas medidas que el porta muestras. Éste cristal será fijado de nuevo con resina epoxi en la máquina de prensado (BROT PRESSE DE COLLAGE 1.04.02).



Figura 6.3. a) Vista general del laboratorio de Geoarqueología del IPHES. b) Máquina cortadora-rectificadora. c) Máquina pulidora con la que se da el acabado final a la lámina delgada. d) Vista en detalle de la zona de trabajo del laboratorio. e) Cortadora de disco de diamante para crear superficies rectas. f) Vitrina donde está la máquina de prensar con regulación de temperatura. g) Primera rectificación de la lámina delgada para ser aferrada al porta muestras definitivo para su acabado final. h) Láminas delgadas finalizadas. i) Despacho donde se describen las láminas delgadas mediante microscopio petrográfico y pantalla de TV para multidiscusión.

La realización de láminas delgadas de este grosor se debe al hecho que los minerales anisótropos, que son la mayoría, a esta escala, se convierten en transparentes, elemento fundamental para su identificación al microscopio.

6.7.2. MARCHA ANALÍTICA

Como acabamos de comentar los microscopios polarizantes se basan en el principio de anisotropía de los minerales transparentes. Cuando los rayos de luz atraviesan un cristal ópticamente anisótropo, se generan dos rayos polarizados sobre un plano perpendicular: el ordinario y extraordinario. La diferencia entre los dos índices de refracción es la birrefringencia y es lo que nos permite identificar los minerales.

El microscopio petrográfico está compuesto principalmente de una fuente de luz, dos polarizadores, un condensador, una platina rotatoria, unos objetivos y una lente ocular que nos permite estudiar las propiedades ópticas de las sustancias cristalinas (**figura 6.4**). Con el primer polarizador obtenemos luz ortoscópica polarizada plana (PP), ya que el plano de vibración de la luz polarizada está orientado N-S. Éste es fijo y está situado por encima de la fuente de luz y por debajo del condensador y de la platina; nos permitirá identificar el color del mineral, la forma, el hábito y sus medidas, la exfoliación, la fractura, las inclusiones y alteraciones, el relieve y el grosor del mineral. En el caso que los minerales presenten color, éste puede variar al girar la platina, éste fenómeno se denomina pleocroísmo. Se trata de una absorción diferencial de la luz transmitida de acuerdo con las distintas longitudes de onda, según la posición del cristal en relación con el plano de luz polarizada. Si a este punto le insertamos el polarizador móvil o superior, llamado analizador, situado entre los objetivos y el ocular, obtendremos una luz ortoscópica polarizada cruzada (PC), ya que el plano de vibración de este segundo filtro es E-O. Con ella, podremos conocer sobre los minerales: su extinción, zonación, maclas, y aspectos tan importantes como el color de interferencia y la elongación, a veces indispensables, para acabar de identificar los minerales, y en el caso de la sílice alguna de sus formas fibrosas.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

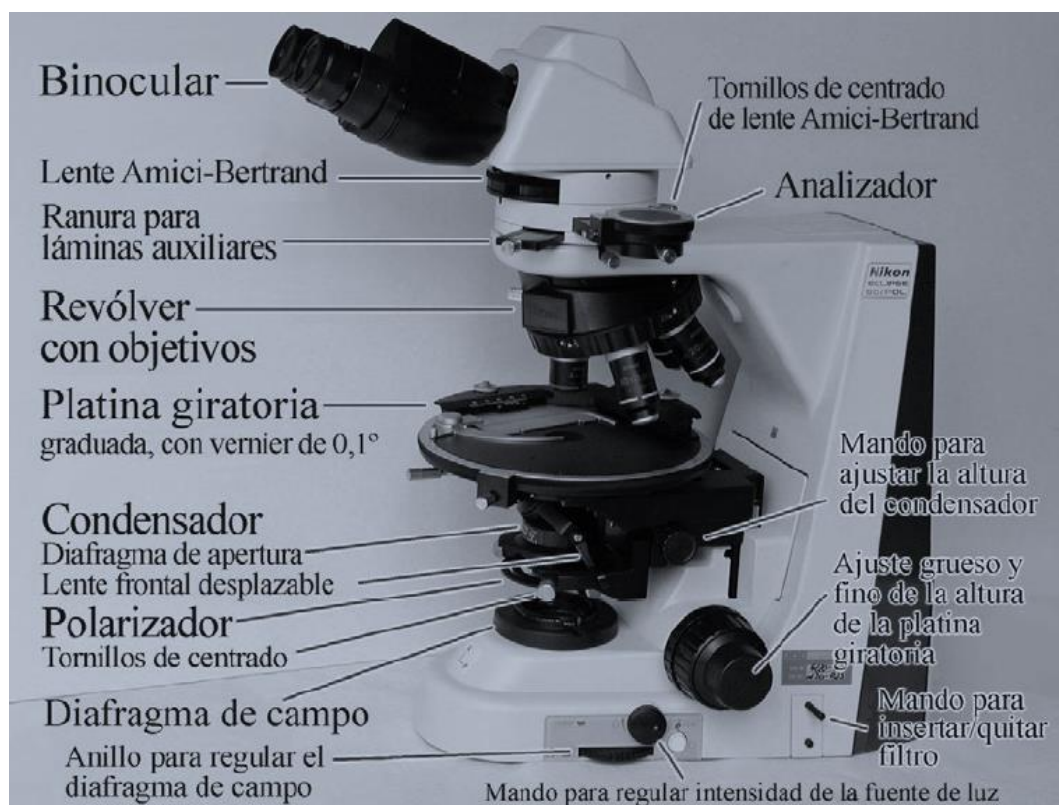


Figura 6.4. Microscopio petrográfico. Fuente Raith, Rasse y Reinhardt, 2012.

El color de interferencia es el color que presentan los cristales anisótropos entre polarizadores cruzados como resultado de la intersección de los rayos de luz a través del analizador. Este color, a pesar que a veces pueda parecerse, no tiene nada que ver con el color del mineral. Así, cuando vemos un cristal anisótropo entre polarizadores cruzados, éste presenta cuatro posiciones de extinción a 45° cuando giramos la platina. Por contra, los minerales isótropos presentan una extinción total. En función de la posición de extinción con relación al microscopio tendremos tres tipos de extinción: la recta o paralela, la oblicua o inclinada y la extinción simétrica a la exfoliación del mineral. En el caso del cuarzo, tenemos también la extinción ondulante, que se produce cuando las diferentes partes de un mineral se extinguen en tiempos ligeramente diferentes. El color de interferencia o también llamado birrefringencia de un mineral se establecerá a través de una carta de colores, la más utilizada es la *Carta de Colores de Michel-Levy* (figura 6.5). Por ejemplo, colores de interferencia de muy bajo orden corresponden a retardos de menos de 200 nm, y son grises y blancos (cuarzo, yeso, feldespatos, etc). Entonces, el color de interferencia de un mineral con muy baja birrefringencia, cambiará de blanco o gris a negro cada 90° según se gire la platina del microscopio (Perkins y Henke, 2002; Raith, Rasse y Reinhardt, 2012).

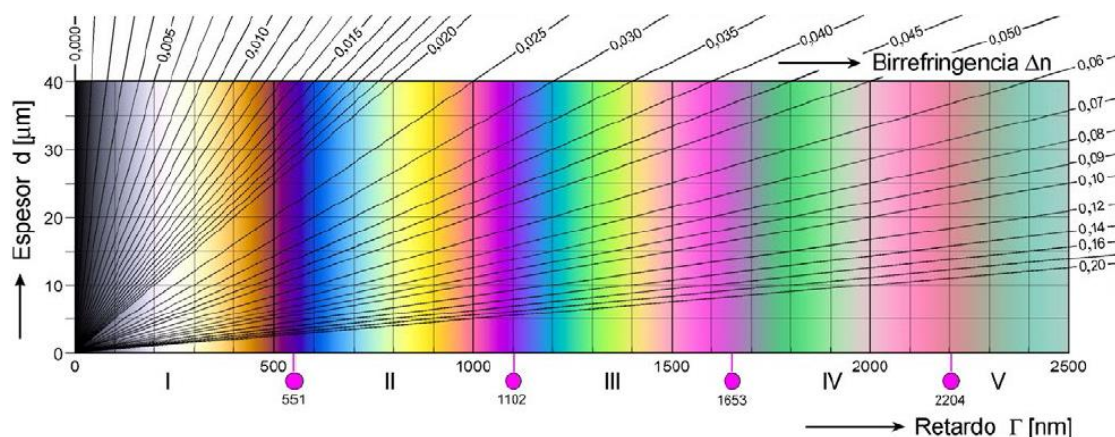


Figura 6.5. Carta de colores Michel-Levy para la identificación de minerales con luz ortoscópica polarizada cruzada (modificado de Raith, Rasse y Reinhardt, 2012).

La elongación, un aspecto interesante para la identificación de algunas formas fibrosas del cuarzo, se obtendrá con el analizador y el compensador. La elongación de un mineral se sabrá solo con minerales que presenten formas geométricas alargadas. Éstos se colocarán a 45° del eje de microscopio y con el analizador y el compensador se establecerá el signo de elongación. El

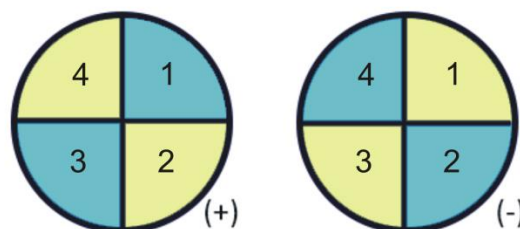


Figura 6.6. Esquema de determinación del signo de elongación de los minerales. Modificado de Soto (2015).

compensador corresponde a una lámina accesoria que se sitúa entre el objetivo y el analizador. En nuestro caso utilizamos una lámina estándar, de onda completa que tiene un retardo de 550 nm, equivalente a colores de interferencia de rojo de primer orden. Insertando dicha lámina podremos saber si el color se suma o se sustrae al color de interferencia. Es decir, si cuando se introduce la lámina, se ve azul u otro color de interferencia de orden más alto, el mineral es "*length-slow*" o de elongación positiva. Si se ve color amarillo u otro color de orden menor, es "*length-fast*" o de elongación negativa (**figura 6.6**) (Perkins y Henke, 2002; Raith, Rasse y Reinhardt, 2012).

Existe un tercer tipo de observación, con luz conoscópica, con el que se podrá obtener la figura de interferencia y el signo óptico de los minerales anisótropos y, por tanto, saber si son uniaxiales o biaxiales. Estas analíticas se tienen que hacer siempre con el objetivo de máximos aumentos (40X) y cogiendo un solo mineral. La luz conoscópica se obtiene mediante la inserción de una lente condensadora, situada entre el polarizador inferior y la platina giratoria, y la *lente de Bertrand*, situada entre el analizador y el binocular. La figura de interferencia nos permitirá saber si son minerales uniaxiales o biaxiales. Si el mineral es uniaxial aparecerá una figura en forma de cruz (isogira) y al girar la platina esta figura seguirá igual. Si el mineral es

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

biaxial dichas isogiras aparecerán separadas o una de sola o juntas en forma de cruz pero al girar la platina se separarán (**figura 6.7**). El signo óptico se obtendrá introduciendo además el compensador. En los minerales uniaxiales el signo óptico será positivo (+) si el primer y tercer cuadrante son azules y negativo si dichos cuadrantes son amarillos (véase **figura. 6.6**). Si presentan una birefringencia muy alta las isogiras irán acompañadas de ioscromas (**véase figura 6.7**) y el signo óptico se obtendrá dependiendo de si los colores del primer y tercer cuadrante van hacia el centro (+) o hacia el exterior (-). En los minerales biaxiales de bisectriz aguda (dos isogiras separadas) si el color azul está en adición (hacia fuera) será positivo, si es amarillo será negativo. Para los minerales biaxiales de ejes ópticos (una sola isogira) si el color azul está en la derecha (adición) será positivo (+), si es el amarillo está en la derecha (sustracción) será negativo (-) (Perkins y Henke, 2002; Raith, Rasse y Reinhardt, 2012).

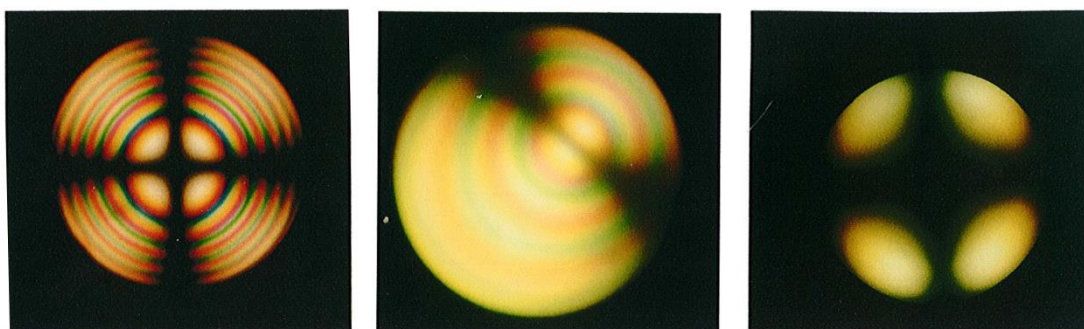


Figura 6.7. Algunos ejemplos de figuras de interferencia con luz conoscópica y *lente de Bertrand*. Izquierda, mineral uniaxial. Centro, mineral biaxial. Derecha, mineral biaxial en el que se están empezando a separar las isogiras a medida que se gira la platina del microscopio. Fuente: Soto, 2015 modificada de Perkins y Henke, 2002.

6.7.3. PRINCIPALES MINERALES PETROGENÉTICOS EN ROCAS SEDIMENTARIAS

En este apartado incluimos en forma de fichas los principales minerales que se localizan en rocas sedimentarias con sus principales características petrográficas que nos servirán para la correcta identificación al microscopio petrográfico (Melgarejo, 1997).

6.7.3.1. Tectosilicatos

Grupo de la Sílice

CUARZO SiO₂ (romboédrico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incoloro (limpio). ✓ n: 1,544-1,553. ✓ Baja birrefringencia: 0,009. ✓ Colores de interferencia: gris claro y blancos de 1r orden. ✓ Relieve: bajo.
---	--

	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Extinción recta en cristales idiomorfos y a menudo ondulante (cuando es así se puede distinguir de los feldespatos). ✓ <i>Uniaxial (+)</i>. ✓ <i>Elongación (+)</i>. ✓ <i>Confusiones</i>: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Nefelina: <i>uniaxial (-)</i> y birefringencia más baja. ▪ Feldespatos: <i>biaxial</i>, alteración. Maclas y pertitas. ▪ Cordierita: <i>biaxial (-)</i>, alteraciones características. ▪ Tridimita: <i>biaxial (+)</i>, <i>elongación (-)</i>. Hábito tabular y presenta maclas simples o de tres individuos en forma de cuña, a veces polisintéticas. Se puede confundir con las formas fibrosas del cuarzo, pero aparecen en ambientes genéticos diferentes (tridimita- magmática- y las formas fibrosas -sedimentaria química-). ▪ Cristobalita: <i>uniaxial (-)</i>, <i>elongación (+)</i> i <i>(-)</i> en las formas fibrosas. Hábito tabular, frecuentemente granular o esferulítico. Se puede confundir con las formas fibrosas del cuarzo, pero aparecen en ambientes genéticos diferentes (en este caso magmáticos y en menor medida metamórficos).
--	---

Feldespatos alcalinos

MICROCLINA K [AlSi₃O₈] (triclínico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incolora. ✓ n: 1,518-1,539. ✓ Birrefringencia: 0,007. ✓ Colores de interferencia: gris claro y blancos de 1r orden. ✓ Relieve: bajo. ✓ Extinción oblicua, sobre los 15° según la orientación. ✓ <u>Sericitación (enriquecimiento del mineral por pequeños minerales de sericita – moscovita-).</u> ✓ Maclas: asociación de la macla de la periclina y de la abita. En secciones paralelas a {001} o próximas las maclas forman una retícula (tela escocesa). ✓ <i>Biaxial (-)</i>, 2V entre 77° y 84°. ✓ <i>Elongación (-)</i> a pesar que es difícil de ver. ✓ Pertitas: intercrecimientos lamelares de feldespato sódico (albita) en un feldespato potásico (microclina).
--	---

ORTOCLASAS (K)[AlSi₃O₈] (monoclínico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incolora, <u>cuando está alterada tiene un aspecto sucio de color marrón claro.</u> ✓ Hábito corto, generalmente alotriomorfo. ✓ n: 1,518-1,526. ✓ Birrefringencia: 0,008. ✓ Colores de interferencia: gris claro i blancos de 1r orden. ✓ Relieve: bajo. ✓ Extinción oblicua a {010} y recta a {001}. El ángulo de extinción varía entre 0° y 12° según la composición y la orientación. ✓ Maclas: No suele presentar maclas. ✓ <i>Confusiones</i>: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Plagioclasas: se diferencia per la macla polisintética. ▪ Cuarzo: nunca está alterado y es uniáxico positivo. ▪ Nefelina: uniaxial negativo. ✓ A alta temperatura se reemplaza por sanidina. ✓ <i>Biaxial (-)</i>, 2V entre 60° y 65° ✓ <i>Elongación (-)</i>. ✓ Pertitas: intercrecimientos lamelares de feldespato sódico (albita) en un feldespato potásico (microclina).
--	--

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

6.7.3.2. Filosilicatos

BIOTITA $K_2(FeAl)_6[(Si,Al)_8O_{20}](OH)_4$ (monoclínico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ De color marrón, beige, marrón verdoso, verde. ✓ <u>Pleocroica; excepto en secciones paralelas a {001}.</u> ✓ $n: 1,54-1,64$. ✓ Birrefringencia: 0,033-0,059. En secciones basales se comporta casi isotrópicamente. ✓ <u>Exfoliación según {001} perfecta.</u> ✓ Colores de interferencia: 2n i 3r orden. ✓ Extinción aproximadamente recta (3°) en las secciones longitudinales. A veces a ojo de pájaro que hace que se distingan de los anfíboles marrones. ✓ Inclusiones: zircón (aureola metamítica), titanita, etc. ✓ Alteración a clorita. Inicio en las exfoliaciones acumulando Fe. ✓ Confusiones: <ul style="list-style-type: none"> ▪ Turmalina: sin exfoliación, morfología. ▪ Hornablenda marrón: doble exfoliación, extinción oblicua y colores de interferencia más bajos. ✓ <i>Biaxial</i> (-). 2v entre 0° y 33°. Cuando el ángulo 2V es pequeño, tiene aspecto <i>uniaxial</i>.
--	--

MOSCOVITA $KAl_2[Si_3AlO_{10}](OH, F)_2$ (monoclínico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incolora. ✓ No pleocroica. ✓ $n: 1,552-1,618$. ✓ Birrefringencia: 0,036-0,049. ✓ Exfoliación según {001} perfecta. ✓ <u>Colores de interferencia: muy vivos de 2n orden.</u> ✓ Extinción recta o con ángulo muy bajo en las secciones longitudinales. A veces también tiene extinción a ojo de pájaro. ✓ No se altera. ✓ <i>Biaxial</i> (-), 2V entre 35° y 50°. ✓ <u>Elongación (+) length-slow.</u>
--	---

6.7.3.3. Carbonatos

CALCITA $CaCO_3$ (romboédrica) Y DOLOMITA $CaMg(CO_3)_2$ (romboédrica)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Prismas, agregados aciculares y romboédricos. ✓ Incolora, sutilmente marrón con iridiscencias a lo largo de la exfoliación. ✓ Sin pleocroísmo. ✓ n: calcita, 1,486-1,658; dolomita, 1,50-1,679. ✓ Birrefringencia: calcita, 0,172; dolomita, 0,179. ✓ Colores de interferencia: blanco grisáceo de orden superior, iridiscencia (rosas, verdes). ✓ Relieve variable, el de la calcita es más pequeño que el de la dolomita. ✓ <u>Exfoliación romboédrica perfecta, normalmente en las secciones se aprecia la intersección de las dos exfoliaciones.</u> ✓ <u>Extinción simétrica respecto a los trazos de exfoliación.</u> ✓ Macra polisintética. Diferente posición del plano de macra para la calcita y la dolomita. ✓ Diferenciación entre calcita y dolomita por vía óptica, tinción y ataque de ácidos. ✓ <i>Uniaxial</i> (-). alguna calcita rara es <i>biaxial</i>. Las figuras de interferencia tienen muchas isó cromas.
---	--

ARAGONITO CaCO₃ (rómbrica)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incolora. ✓ Primas romboédricos alargados según eje C, o aciculares. ✓ n: 1,530-1,686. ✓ Birrefringencia: 0,156. ✓ Colores de interferencia: blanco grisáceo de orden superior, iridiscencia (rosas y verdes). ✓ Extinción recta. ✓ Los caparzones de los organismos son mayoritariamente de aragonita, que por lo general se transforma en calcita por ser inestable. ✓ Macra polisintética, cíclica y mimética. ✓ Difícil de diferenciar ópticamente de la calcita, respecto de la cual no tiene exfoliación romboédrica.
--	---

6.7.3.4. Sulfatos

YESO SO₄Ca, 2H₂O (monoclínico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incoloro. ✓ Primas alargados según (010). Según eje C fibroso o criptocristalino. ✓ n: 1,519-1,531. ✓ Birrefringencia: 0,010. ✓ Exfoliación según {010} perfecta, según {100} imperfecta, y según {111} irregular ✓ Colores de interferencia: blanco grisáceo de 1r orden. ✓ Extinción recta a la mejor exfoliación. ✓ Macras simples posibles. También pueden aparecer macras polisintéticas como producto de la manipulación de la muestra. ✓ <i>Biaxial (+)</i>
---	--

ANHIDRITA CaSO₄ (rómbrico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incolora. ✓ Generalmente, en masas cristalinas, inclusiones. O bien cristales tabulares que rellenan venas y fracturas. ✓ n: 1,569-1,618. ✓ Birrefringencia: 0,04. ✓ Exfoliación: tres de ortogonales entre sí. Dos son visibles en la mayor parte de las secciones. ✓ Colores de interferencia: 3r orden. ✓ Extinción recta a las exfoliaciones. ✓ Macra polisintética. ✓ Puede presentarse como inclusión de cristales de cuarzo. ✓ Por absorción de agua se transforma en yeso. ✓ <i>Biaxial (+)</i>
--	---

6.7.3.5. Haluros

FLUORITA CaF₂ (cúbico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incolora, ocasionalmente de color azul, lila o verde zonado (no uniforme). Puede observarse anillos de crecimiento y halos pleocroicos. ✓ Cúbica, octaédrica y pseudohexagonal. ✓ n: 1,433-1,435. ✓ Exfoliación octaédrica {111} perfecta (aspecto de triángulo equilátero). Dos o tres son visibles según la orientación. Los márgenes del grano aparecen como una línea serrada. ✓ <u>Isótropa.</u>
--	---

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

HALITA NaCl (cúbico)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incolora. ✓ Cubos, agregados granulares y granos anhedrales. ✓ n: 1,544. ✓ Exfoliación cúbica perfecta {001} o fragmentos rectangulares. ✓ <u>Isótropa</u>.
-------------------------------------	---

6.7.4. CARACTERES DESCRIPTIVOS MEDIANTE LÁMINA DELGADA

A continuación, y siguiendo el orden de las fichas utilizadas se describen los principales componentes que forman los sílex y sus rocas caja.

En relación a los **componentes silíceos**, se distinguen principalmente dos bloques, por un lado el cuarzo α o sílice cristalina y, por el otro el ópalo o sílice amorfa (**figura 6.8**).

El bloque relacionado con la sílice cristalina diferencia entre las texturas granulares y las texturas fibrosas del cuarzo. Las texturas granulares se dividen según el tamaño y disposición de los cristales en: megacuarzo, microcuarzo y criptocuarzo y sus correspondientes texturas. La texturas fibrosas del cuarzo han sido clasificadas según el signo de elongación, negativo (calcedonita) o positivo (cuarcina, lutecita o formas mixtas), y la morfología de los cristales (botroidales o esferulíticos).

El bloque analítico del ópalo únicamente determina su presencia, puesto que la caracterización entre ópalo A, C-T y C requiere del empleo de otras técnicas de caracterización.

La parte de los **componentes no silíceos** también se divide en dos bloques. Por un lado el bloque que describe las formas mineralógicas de los principales minerales accesorios de los sílex, así como de los principales componentes minerales de sus rocas encajantes. Por este motivo los minerales a centrarse serán: los carbonatos, los sulfatos, los óxidos de hierro, y los componentes detríticos o terrígenos (**figura. 6.9**). Por otro lado, los aspectos texturales como puedan ser la cementación, porosidad y compactación, elementos claves para entender la diagénesis de una roca, así como el modelo deposicional de la misma. Con estos datos intentaremos establecer el origen de los sílex como de sus encajantes.

ID. MUESTRA			
RASGOS DIAGNÓSTICOS			
CÓRTEX			
NO PRESENTE	Descripción:		
PRESENCIA			
COMPONENTES SILÍCEOS			
MEGACUARZO (+20µm) % Disposición en lámina:	Heterométrico %	Palisádico	%
		Petaloide	%
	Isométrico %	En mosaico	%
		En puzzle	%
		Almenado	%
		Pirámides Hexagonales	%
		Fibroso Ondulante	%
MICROCUARZO (2 a 20µm) % Disposición en lámina:		Isométrico	%
		Ondulante	%
CRIPTOCUARZO (-2µm) % Disposición en lámina:			
CUARZO FIBROSO %	<i>Length-fast</i> Calcedonita %		Botroidal Esferulítica Disposición en lámina:
	<i>Length-slow</i> Cuarcina %		Botroidal Esferulítica Disposición en lámina:
	Lutecina %		
	Formas Mixtas %		
	ÓPALO % Disposición en lámina:		
MICROFÓSILES SILÍCEOS	%		Radiolarios
	Disposición en lámina:		Diatomeas
			Espículas
OBSERVACIONES			

Figura 6.8. Ficha utilizada para la descripción en lámina delgada de los componentes silíceos.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

COMPONENTES NO SILÍCEOS										
CARBONATOS	Tamaño:	%	Previos silificación			Post silificación				
Esparita/MicroEs			Disposición en lámina:							
Micrita										
Esqueléticos										
Intraclastos										
Ooides										
Pellets										
Peloides										
CEMENTO	Tipo			Tamaño:	%	Disposición en lámina:				
	- Menisco	- Gravitacional	- Mosaico	- Mosaico						
	- Fibrosos (L/A >6)	- Sintaxial	(Blocky)	(Drusy)						
	- Laminar (L/A <6)	- Poiquilotópico								
SULFATOS	Yeso Primario	Tamaño:	Hábito/ Fábrica:		Litofacies/microestructura					
		%	Prismático Granular Acicular Lenticular Tabular		Gipsilutita/Gipsarenita Yeso selenítico Macrolenticular intersticial Nodular/enterolítica Detrítica					
PREVIAS SILICIFICACIÓN	Anhidrita	Tamaño:	Hábito/Fábrica:		Litofacies/microestructura					
			Prismático elongado (<i>laths</i>)		Prismática desorientada Microprism. desorientada Fasciculada			Prismática alineada		
			-Prisma indiv.		Microfasciculada Fibrosa radiada Esferulítica Venosa			Microprism. alineada		
			- Prismas agregados							
		%	Equidim. Fm. Porfiroblastos Mixtas Placas		Mosaico Granular (pile of bricks): L>60u Microgranular: L<60u			Granular alineada Microgr. alineada		
	Yeso Secundario	Tamaño:	Anhédricos		Euédricos		Variedad			
			-Ext. no uniforme		-Agregado microcrist. -Cristales subédricos -Megacristales -Porfiroblastos		Alabastrina Porfiroblástica Megacristalina			
		%								
		Halita		Tamaño:						
	POST. SILICIFICACIÓN	Pseudomorfos yesíferos		Tamaño:						
Relictos anhidrita		Tamaño:								
ÓXIDOS DE HIERRO	Morfología:	%	Disposición en lámina:							
DETRÍTICOS/ TERRÍGENOS	Tamaño:	%	Disposición en lámina:							
Cuarzo										
Feldespatos										
Otros Minerales										
POROSIDAD	Primaria	Secundaria	%	Disposición en lámina:						
	Tipo:									
COMPACTACIÓN	Tipo		Grado		Disposición en lámina:					
CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL ROCAS CLÁSTICAS	Arenisca no carbonática	siliclástica	silicoarenita pura		Disposición en lámina:					
			silicoarenita mixta							
		aloclástica	aloarenita pura							
			aloarenita mixta							
	Arenisca carbonática	calcilítico	calcilitoarenita pura							
			calcilitoarenita mixta							
		calcarenita	calcarenita pura							
			calcarenita mixta							

Figura 6.9. Ficha utilizada para la descripción en lámina delgada de los componentes no silíceos.

6.7.4.1. Descripción de componentes silíceos

El sílex es un tectosilicato (SiO_4) y forma parte de la familia de la sílice, la cual está constituida por la unidad estructural SiO_2 . Están compuestos por un ion de silicio rodeado por cuatro iones de oxígeno. Los iones de oxígeno son compartidos por los tetraedros contiguos, formando una red tridimensional. Sin embargo, hay al menos nueve maneras diferentes en las cuales los tetraedros enlazados pueden compartir sus oxígenos, enlazándose en una red tridimensional y neutra eléctricamente. Estas disposiciones geométricas corresponden a nueve polimorfos conocidos de SiO_2 , entre los que destacan el cuarzo α y los minerales opalinos.

Para el sílex, según Bustillo (1976), Arbey (1980), Knauth (1994) entre otros, los componentes silíceos se agruparían en dos grandes bloques: el **cuarzo α o sílice cristalina** y el **ópalo o sílice amorfa**. Para cada uno de estos componentes nosotros apuntaremos en la ficha de caracterización microscópica el % y su disposición en lámina.

Cuarzo α o sílice cristalina es un mineral que se genera en todos los ambientes (ígneo, metamórfico y sedimentario) y es uno de los más abundantes en la corteza terrestre. Es estable e inalterable en condiciones de presión y temperatura habituales en la corteza terrestre. Cristaliza en el sistema hexagonal, con brillo vítreo a graso, sin exfoliación, con fractura concoide y dureza siete en la escala de Mohs. Lo podemos diferenciar según sus formas o texturas cristalinas en: **granulares**, **fibrosas (calcedonia)** y **criptocristalinas (tabla 6.1)**.

Las **texturas granulares del cuarzo** se dividen según el tamaño y disposición de los cristales. Corresponden a texturas masivas que poseen propiedades ópticas normales y se observan los límites de los cristales. Según su tamaño tenemos **megacuarzo** y **microcuarzo**, cada uno con sus diferentes formas.

Megacuarzo. Cuarzo de grano mayor a 20 μm que aparece en cristales idiomorfos o sub-idiomorfos o rellenando y tapizando cavidades (Folk, 1950). Según su morfología, se distinguen entre heterométricos e isométricos.

- Heterométricos: de extinción ondulante tenemos los *palisádicos* y los *petaloides*. Los *palisádicos* presentan cristales con ejes ópticos generalmente paralelos. Los *petaloides* se presentan como cristales radiales desde un centro de cristalización de cuarzo microcristalino (Arbey, 1980).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- Isométricos: se presentan en *mosaico*, en *puzzle*, *almenado*, en *pirámides hexagonales* y *fibroso ondulante*. En *mosaico* son cristales angulosos que se presentan rellenando cavidades, epigenetizando en masa el sedimento preexistente o recrystalizando la sílice fibrosa primitiva. En *puzzle* se presentan como cristales imbricados, con contornos sinuosos e irregulares, con aspecto más o menos esponjoso que, generalmente, se presenta con inclusiones relictos de sulfatos primitivos (yeso y anhidrita). *Almenados* se presentan en formas cúbicas o en fortificación (almenas), tapizando cavidades o como reemplazamiento de formas fibrosas como la lutecita, cuarcina o calcedonita helicoidal. *Pirámides hexagonales* se asocia tanto a yesos como evaporitas antiguas (anhidrita y yeso secundario). *Fibroso ondulante* presentan una extinción en bandas imbricadas e irradiadas que recuerdan una llamarada. Se asocia a ambientes deposicionales evaporíticos como la lutecita y la cuarcina (Arbey, 1980).

Microcuarzo o cuarzo microcristalino. Cuarzo con tamaño del grano entre 2 y 20 μm . A diferencia del megacuarzo, se forma a partir de soluciones impuras sobresaturadas en sílice disuelta. Es la fase dominante en las rocas silíceas (Bustillo, 1976; 1980; Tarriño, 1998).

Criptocuarzo o cuarzo criptocristalino. Cuarzo de tamaño inferior a 2 μm cuya textura no es posible identificar mediante el microscopio petrográfico. Es prácticamente isótropo, aunque presenta ligera refringencia.

Las **texturas fibrosas (calcedonia)** están formadas por una asociación de fibras constituidas por pequeños cristales de cuarzo no visibles al microscopio petrográfico. Las fibras pueden irradiar a partir de un centro en un conjunto de 360° formando un esferulito, o bien, en una misma dirección, revistiendo huecos o fracturas en formas botroidales. Generalmente, estas texturas nacen a partir de soluciones elevadas en sílice y con contenidos en impurezas que interrumpen el crecimiento del cuarzo. Según varios autores (Michel-Lévy y Munier-Chalmas, 1982;

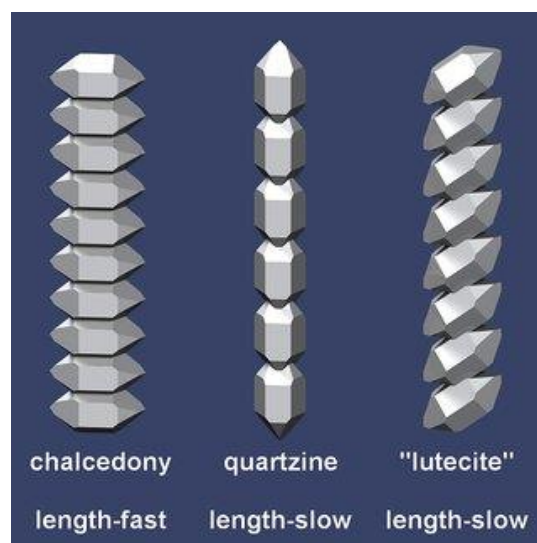


Figura 6.10. Orientación de los cristales de cuarzo en las fibras de las texturas fibrosas de la sílice. En www.quartzpage.de.

Cayeaux, 1929; Folk y Pittman, 1971; Graetsch, 1994, entre otros) estas texturas se pueden clasificar según su elongación, es decir, según el eje cristalográfico paralelo a las aristas de intersección de las caras (eje C). En este caso, si tenemos una elongación negativa (lenght-fast) tendremos calcedonita, si tenemos una elongación positiva (lenght-slow) tendremos cuarcina o lutecita (**figura 6.10**) y si posee las dos elongaciones corresponderá a una forma mixta (Bustillo, 1976; Arbey, 1980; Graetsch, 1994).

Calcedonita (lenght-fast chalcedony). Es la forma fibrosa más común y suele asociarse con la diagénesis de ambientes sedimentarios calcáreos, y de manera puntual a ambientes sulfatados. Suele darse como relleno de cavidades (Arbey, 1980). En ella los cristales de cuarzo se disponen con el eje C perpendicular a la dirección de crecimiento de la fibra, que se traduce, en lámina delgada, por presentar el conjunto de fibras de elongación negativa (**figura 6.11**). Sus fibras

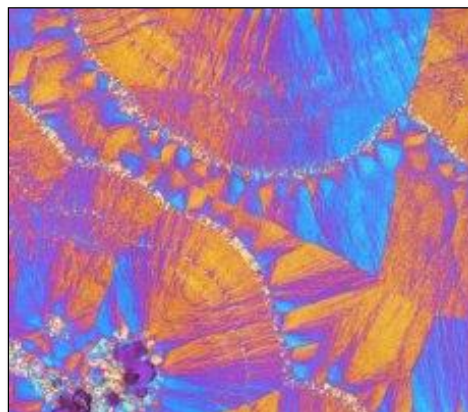


Figura 6.11. Calcedonita. Extraído de www.mindat.org

aparecen más finas y alargadas que en la cuarcina. Se observa también que masas de fibras adyacentes, extinguen en ángulos diferentes. La variación de estos cristales de una manera regular a lo largo de todo el esferulito da lugar a un nuevo tipo de calcedonita: la calcedonita helicoidal. En ella los cristales de cuarzo van girando en hélice, desplazándose de izquierda o derecha, alrededor de la fibra como eje manteniéndose siempre perpendiculares a la dirección de crecimiento de la fibra. Dicha estructura se traduce en sección transversal del esferulito por la existencia de zonas alternantes claras y oscuras.

Cuarcina (lenght-slow chalcedony). El eje C es paralelo a la dirección de crecimiento de las fibras, por lo que no se observan diferencias de birrefringencia entre las fibras o dentro de ellas (**figura 6.12**).

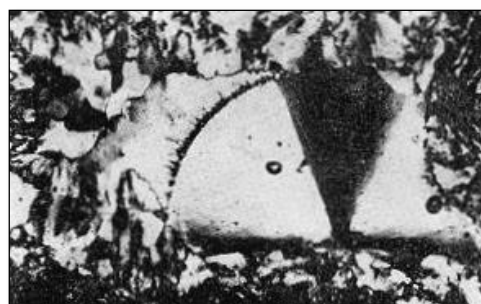


Figura 6.12. Cuarcina. Extraído de Bustillo, 1976.

Lutecita (lenght-slow chalcedony). En esta textura, el eje C de los cristales de cuarzo forma un ángulo de 29° con la dirección de la fibra, dando lugar a formas semejantes a cristales hexagonales bipiramidales. Se diferencia de la cuarcina por la existencia de dos sistemas de fibras

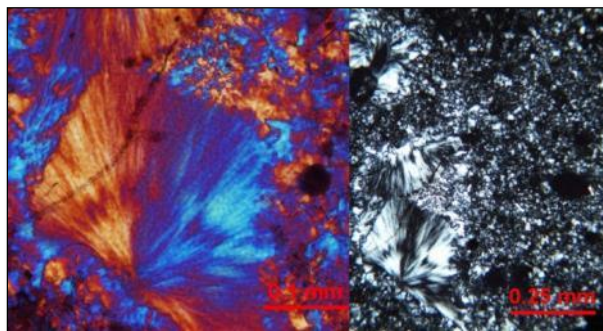


Figura 6.13. Lutecita. Extraído de www.wvgs.wvnet.edu.

entrecruzadas, que extinguen siguiendo las zonas de elongación, y por las formas más alargadas de las secciones, en teoría pseudo hexagonales (**figura 6.13**).

Tanto la cuarcina como la lutecina se asocian a ambientes sulfatados (Cayeux, 1929; Bustillo, 1976; Arbey, 1980) por lo que su identificación en lámina delgada nos proporcionará información sobre el ambiente de formación de estos tipos de sílex.

Formas mixtas. Son aquellas donde se advierte tanto la elongación positiva como la negativa, sin haber señal de ruptura del esferulito. La textura se caracteriza por presentarse al microscopio petrográfico con luz cruzada en vez de una cruz isógira, bandas en extinción más o menos paralela y concéntrica al centro de irradiación.

El ópalo o sílice amorfa es un polimorfo metaestable de la sílice con un 20% como máximo de agua ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), y al ser amorfo, escapa de la definición de mineral, por lo que se podría definir como mineraloide (Tarriño, 1998; 2006). Presenta un aspecto externo botroidal y estalactítico, con un brillo vítreo y tonalidades variables de color. Etimológicamente proviene de la palabra “upala” en sánscrito, que significa piedra preciosa.

En lámina delgada se presenta de color marrón-amarillento, con relieve negativo e isotrópico (**figura 6.14**), pero la determinación entre ópalo A, ópalo C-T y ópalo C, requiere de análisis mineralógicos específicos como la difracción de rayos X (DRX).

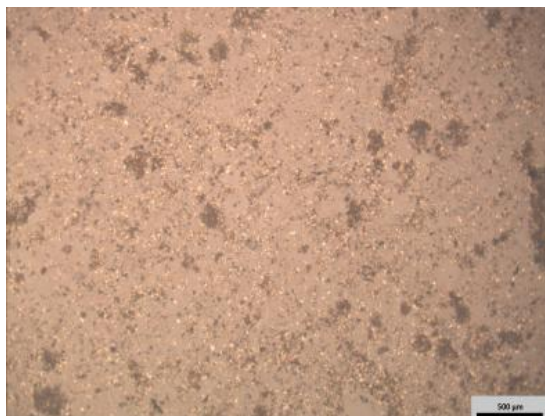


Figura 6.14. a) Ópalo del Camp dels Ninots (Caldes de Malavella, la Selva). Se observa la isotropía del ópalo (gris). Con luz polarizada cruzada.

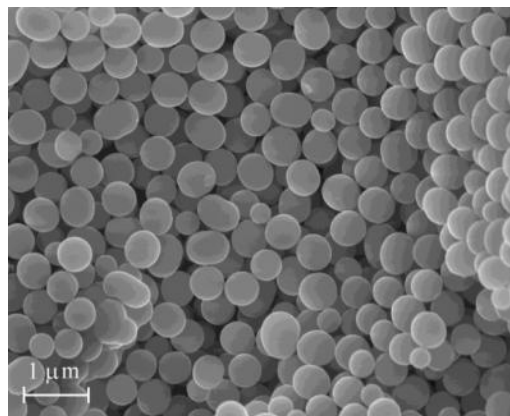


Fig. 6.14. b) Ópalo visto mediante microscopio electrónico de barrido (MEB).
http://minerals.caltech.edu/Silica_Polymorphs/

El último apartado que reservamos a los componentes silíceos en la fichas de caracterización microscópica son los **microfósiles silíceos**. En ellos intentaremos identificar el tipo de fósiles (radiolarios, diatomeas, espículas, etc.) su porcentaje de representación y su disposición en lámina.

TEXTURA GRANULAR	Mosaico sacaroide	TAMAÑO CRISTALES	MEGACUARZO	Heterométrico
				Isométrico
	Mosaico agregado		MICROCUARZO	Isométrico
				Fibroso ondulante
	Granular radial		CRIPTOCUARZO	
Granular anular				
TEXTURA FIBROSA (Calcedonia)	Calcedonita (Length fast)			
	Cuarcina-Lutecita(Length slow)			

Tabla 6.1. Tabla resumen de las formas del cuarzo α que se observan en lámina delgada. Fuente: Soto, 2015.

6.7.4.2. Descripción de componentes carbonáticos

En lo que se refiere a componentes no silíceos en el sílex, los minerales más abundantes son los **carbonatos** (CO_3). Para su correcta descripción nos centraremos en sus texturas, disposición en lámina delgada y porcentaje de representación.

Los minerales principales que localizamos en lámina delgada son la calcita y dolomita, y en menor medida aragonito. Cuando se distingan elementos carbonatados, en primer lugar diferenciaremos entre granos no esqueléticos, granos esqueléticos y matriz. Posteriormente, estableceremos si son previos o posteriores a la silicificación.

Granos no esqueléticos. Definidos según Illing (1954), corresponden a los granos que no parecen haber sido precipitados como partes esqueléticas, aunque esto no significa que alguna vez hayan sido esqueléticos o que sean expresamente inorgánicos. Distinguimos cuatro tipos (figura 6.15):

- Ooides u oolitos/Pisolitos. Los ooides son granos esféricos o sub-esféricos de tamaño menor a 2 mm, formados por uno o más anillos concéntricos alrededor de un núcleo, generalmente una partícula carbonática o un grano de cuarzo (Tucker, 2001). Actualmente, los ooides se asocian a zonas intermareals o zonas próximas, donde existe una cierta agitación de aguas. De origen incierto, se le asocia un posible origen orgánico y otro inorgánico. El origen orgánico se asocia a procesos bioquímicos, ya sea actividad bacteriana sobre la capa mucilaginoso que rodea los oolitos provocando la precipitación de carbonatos, o bien, a la presencia de proteínas en los cristales aragoníticos que provocarían la calcificación inducida por ciertos aminoácidos. El origen inorgánico se debería a la subida a zonas someras con aguas cálidas y agitadas, de corrientes frías más profundas y sobresaturadas en carbonatos. Davies *et al.* (1978) apuntan que en casos de aguas tranquilas el papel de la materia orgánica sería protagonista, mientras que en aguas agitadas la materia inorgánica sería la principal fuente de precipitación de oolitos. El término pisolito hace referencia a los ooides u oolitos mayores de 2 mm, cuyo origen es distinto, de carácter vadoso, suelen relacionarse con caliches y se forman por precipitación de carbonato cálcico en climas semiáridos.
- Peloides/Pellets. Los peloides son granos esféricos, elipsoidales o angulosos compuestos por carbonatos microcristalinos sin estructura interna (Tucker, 2001). Sus medidas pueden alcanzar hasta varios milímetros, pero la mayoría tienen un diámetro entre 0,1 y 0,5 mm. Cuando hablamos de pellets asociamos el grano a un origen fecal, por lo que podemos identificar su estructura interna cargada de materia orgánica. Organismos como los gasterópodos y crustáceos producen pellets en gran cantidad. Son muy comunes en ambientes de baja energía como *lagoons* y llanuras mareales. En la mayoría de casos no podremos distinguir dicha

estructura interna por lo que denominaremos peloides a todos aquellos granos que no podemos determinar su origen pero que presentan estas morfologías.

- **Intraclastos.** Granos carbonáticos de tamaño arena o mayores procedentes de fragmentos de sedimentos litificados o parcialmente litificados que son arrancados de la propia cuenca de sedimentación o cerca de ella (Tucker, 2001). Se relacionan con procesos destructivos y, generalmente, se forman generalmente en ambientes de llanuras mareales por la desecación de los sedimentos superficiales.
- **Agregados.** Agrupaciones de partículas carbonáticas, esqueléticas o no esqueléticas, en forma de racimos aglutinadas por cemento microcristalino o englobados en materia orgánica (Tucker, 2001). A diferencia de los intraclastos, se asocian a procesos constructivos de zonas submareales relativamente protegidas formándose por la alternancia de momentos cortos de agitación con otros de calma prolongada en la que precipita el cemento microcristalino. Generalmente, estos procesos están favorecidos por la actividad de cianobacterias (algas azules-verdes). En sedimentos antiguos son granos poco comunes.

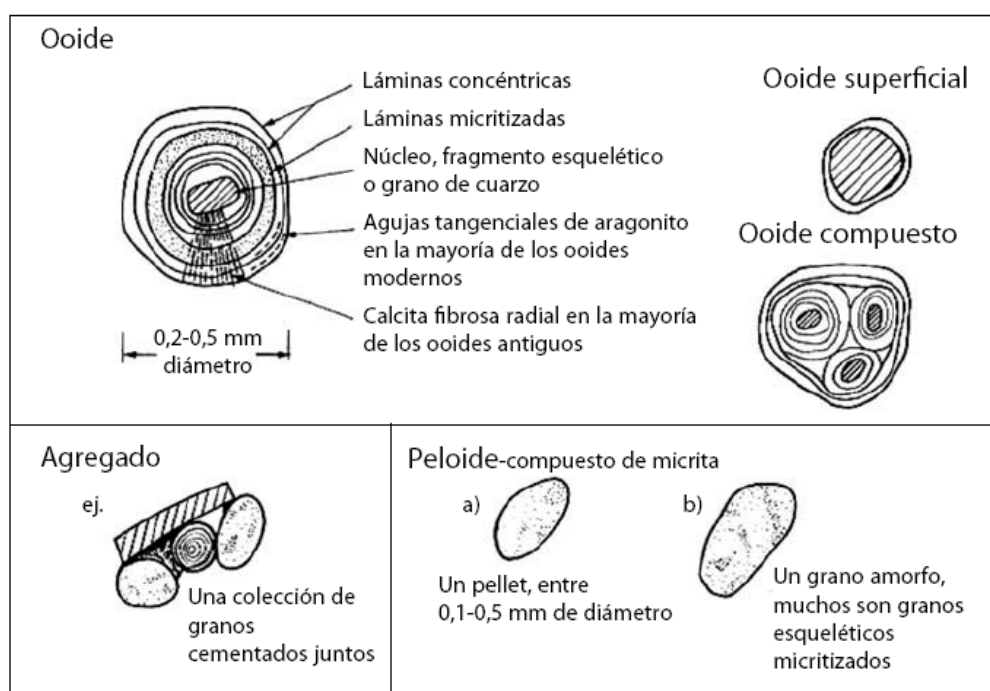


Figura 6.15. Principales granos no esqueléticos. Extraído de Mas, Benito y Alonso (2010).

Granos esqueléticos. Corresponden a las partes duras de la comunidad biótica existente en el medio (figura 6.16). Según Flügel (2004), originalmente las partículas bioclásticas fueron definidas como los fósiles que fueron transportados, rotos y desgastados formando parte de

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

los restos orgánicos, pero hoy en día, el término tiene otro sentido en los estudios de microfases, y se utiliza comúnmente para todos los fósiles vistos en lámina delgada, estén o no fragmentados. Los mecanismos que rigen las transformaciones físico-químicas de los caparazones de las especies biológicas se denominan tafocenosis. Los principales bioclastos reconocidos en lámina delgada mediante atlas especializados (Sholle, 1978; Scholle y Ulmer Scholle, 2003; Bignot, 1988; Brooks, 1989; Tucker y Wright, 1990, etc.) los agrupamos en seis filos:

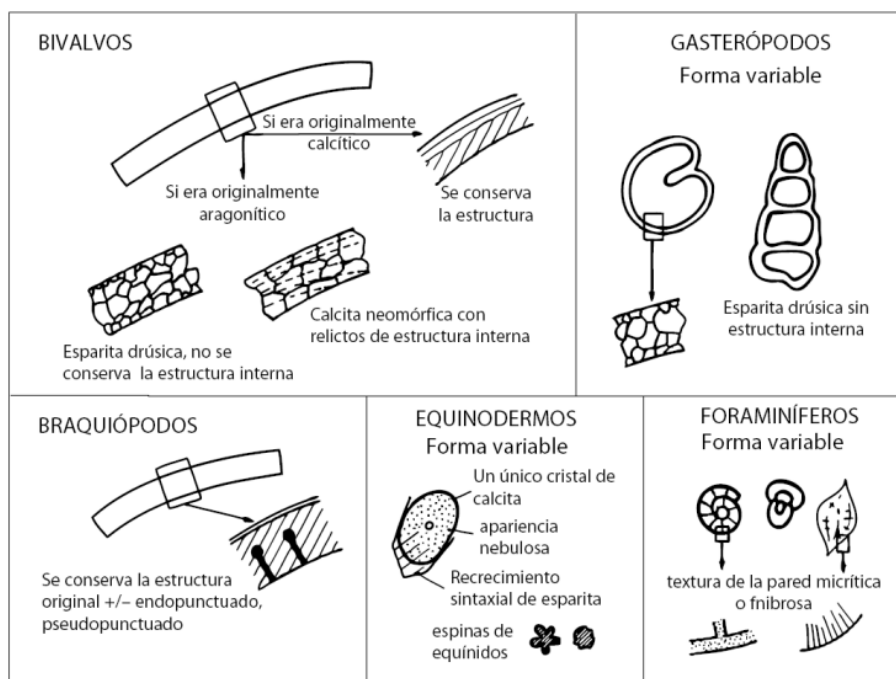
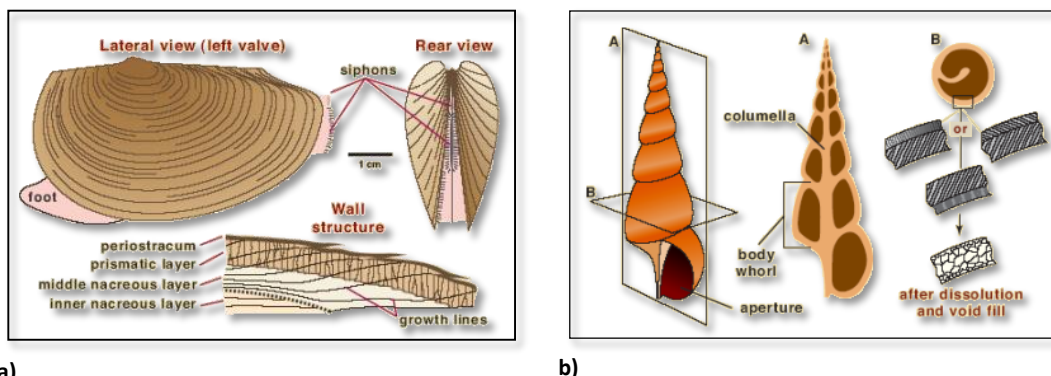


Figura 6.16. Apariencia típica en lámina delgada de los principales granos esqueléticos. Extraído de Mas, Benito y Alonso (2010).

- Moluscos. En ellos distinguiremos entre 1) *bivalvos*: animales bentónicos que tienen concha compuesta de dos valvas de aragonito generalmente reemplazado por calcita que en lámina delgada se presenta en fragmentos rectangulares, alargados y curvos. Son un grupo muy numeroso que ocupa ambientes marinos, salobres y de agua dulce desde el Paleozoico hasta nuestros días, siendo un importante contribuidor en sedimentos carbonatados hasta el Terciario; 2) *gasterópodos*: concha de aragonito univalva, también generalmente reemplazada por calcita y con morfologías similares a los bivalvos que, en función del plano de sección, son fáciles de reconocer. Los tamaños pequeños de éstos pueden confundirse con ciertos foraminíferos, aunque éstos últimos son más pequeños y suelen tener concha micrítica oscura. Presentes en todos los ambientes marinos de poca profundidad y en ambientes salobres e hipersalinos donde aparecen en gran

número pero representado por pocas especies; y 3) *cefalópodos*: similar composición de conchas pero con unas formas fácilmente reconocibles por su gran tamaño y la existencia de tabiques como elemento característico. Son comunes en calizas del Paleozoico y Mesozoico y exclusivamente en ambientes marinos (**figura 6.17**).



a) b)
Figura 6.17. a) Bivalvo. b) Gasterópodo. Modificado de Scholle y Ulmer-Scholle, 2003.

- Braquiópodos. Concha formada por calcita con bajo contenido en magnesio que facilita su buena conservación. Consta de dos capas: la externa de calcita prismática y muy fina, y la interna mucho más gruesa y con fibras oblicuas. Algunos tienen unos tubos finos perpendiculares a la concha (endopuntos) que perforan la capa interna. Son muy comunes en el Paleozoico y Mesozoico en ambientes marinos poco profundos. Como los bivalvos, a partir del Terciario entran en declive, convirtiéndose en un grupo de invertebrados marinos insignificante en la actualidad (**figura 6.18**).

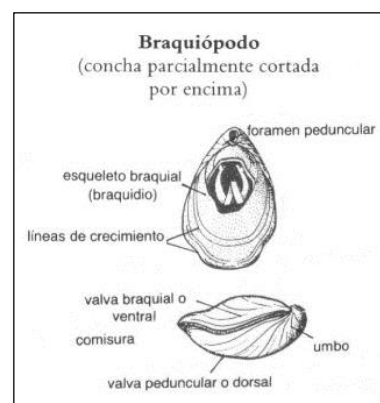


Figura 6.18. Braquiópodo. Fuente: http://www.upv.es/dit/Itinerarios/Paleontologia/Paleontologia_general.htm

- Equinodermos. Formados por lirios de mar (crinoides) y erizos de mar (equinoideos), son exclusivos de aguas marinas (**figura 6.19**). A pesar que en la actualidad se localizan en zonas de arrecife, en el Paleozoico y Mesozoico la producción de sedimento carbonatado por parte de estos organismos se concentra en calizas de turbiditas (ambientes profundos) derivadas de plataformas poco profundas. Las conchas están formadas de calcita con alto contenido en magnesio. Los esqueletos de equinodermos están formados por placas constituidas por

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

grandes cristales simples de calcita, lo que hace que sean fácilmente reconocibles por presentar una extinción única con luz polarizada cruzada. Además, presentan un aspecto nebuloso y punteado muy característico, así como recrecimientos sintaxiales de calcita. Las espinas tienen forma estrellada.

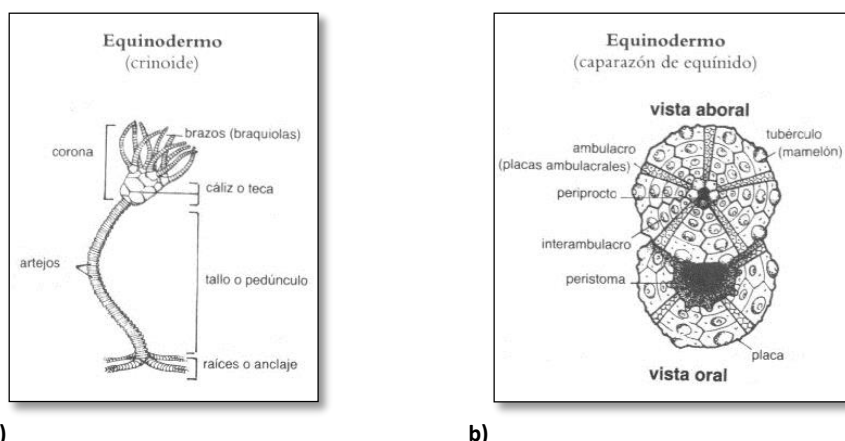


Figura 6.19. a) Lirio de mar (crinoide). b) Caparazón de un erizo de mar (equinido). Fuente: (http://www.upv.es/dit/Itinerarios/Paleontologia/Paleontologia_general.htm)

- Artrópodos. Dentro de este filo destacamos los *Ostrácodos* como uno de los microfósiles más comunes (**figura 6.20**). De ambientes bentónicos y más raramente plantónicos, son comunes en aguas dulces, salobres y marinas, extendiéndose incluso en ambientes

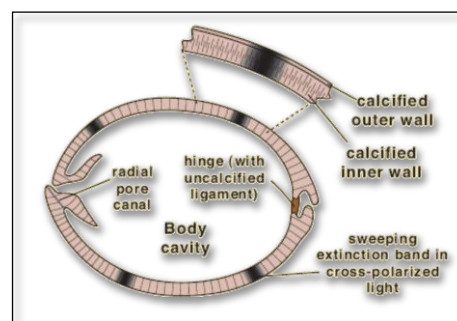


Figura 6.20. Ostrácodo. Modificado de Scholle y Ulmer-Scholle, 2003.

hipersalinos. Son animales omnívoros y excavadores que generan madrigueras (*burrows*) en sedimentos fangosos. A pesar que tienen un corto rango estratigráfico presenta una amplia distribución geográfica, siendo muy valioso para estudios estratigráficos, en especial para ambientes no marinos y aguas salobres.

- Foraminíferos. Organismos unicelulares marinos con un esqueleto mineralizado que está formado por una sucesión de cámaras que comunican entre sí por unos orificios conocidos como foramen. Principalmente existen dos tipos: *planctónicos* y *bentónicos*. 1) Los *planctónicos* llegan a dominar algunos depósitos pelágicos, como cretas y margas del Cretácico y Terciario, y algunos lodos de fondos oceánicos actuales (globigerinas). 2) Los *bentónicos* son comunes en mares cálidos y poco profundos, y viven dentro o sobre el sedimento y a veces incrustando

sustratos duros. La composición de las conchas es de calcita más o menos magnésica, aunque muy raramente puede ser aragonítica. A pesar que los foraminíferos son muy diversos en forma, en sección predominan las formas globulares, circulares o sub-circulares con cámaras (**figura 6.21**). La textura de las paredes de las conchas, dependiendo de la disposición de los cristales, puede ser aporcelanada o hialina. Los foraminíferos más comunes son:

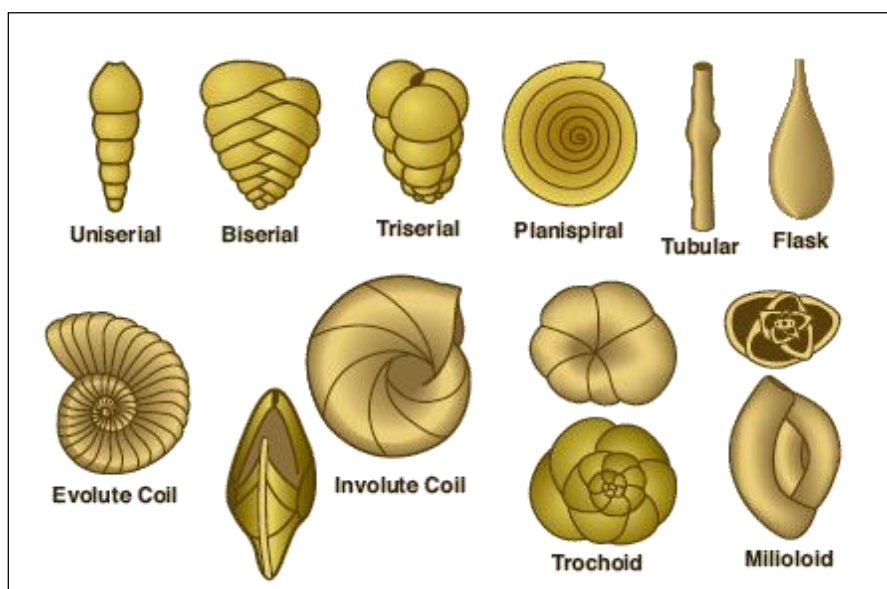


Figura 6.21. Formas más comunes de foraminíferos. Modificado de Scholle y Ulmer-Scholle, 2003

- *Oorbitolínidos*. Foraminíferos de concha plurilocular y cónica, de morfología cónica o lenticular convexa en la cara superior.
- *Nummulites*: Foraminíferos marinos que reciben el nombre por la forma discoidal de su caparazón, similar al de una moneda (del latín *nummus*). Están casi extinguidos, pero durante el Paleoceno y Eoceno fueron muy abundantes (ej. Caliza numulítica de Girona) (**figura 6.22**).



Figura 6.22. Lámina delgada de un nummulites. Fuente: Lithotèque ENS Lyon.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- **Miliólidos:** Foraminíferos bentónicos pluriloculares de gran importancia bioestratigráfica y paleoecológica, pues el color del caparazón aporta información sobre el medio. A mayor transparencia mayor salinidad del medio. Las miliolas son las formas simples y las alveolinas las formas complejas. Desde el Carbonífero hasta la actualidad han vivido en medios marinos y salobres, tanto en aguas cálidas como frías (**figura 6.23**).



Figura 6.23. Caliza packstone arqueológica con miliólidos (AR'05.S50.21). Vista con lupa binocular.

- Otras formas. Hacemos referencia principalmente a *algas*, *esponjas* y *calciesferas*.
 - *Algas.* Las algas han constituido a lo largo del tiempo geológico uno de los principales productores de carbonatos. Su mayor contribución ha sido proveer partículas esqueléticas de carbonatos, atrapándolas entre los tapices microbianos mediante las actividades de perforación (“boring”), un fenómeno que favorece los procesos de micritización. Destacan cinco tipos de algas: 1) algas rojas (Rodofitas) de origen marino formadas por la yuxtaposición de células poliédricas, de gran importancia a partir del Cretácico medio; 2) algas verdes (Clorofitas) de hábito generalmente ramoso, son abundantes en sedimentos detríticos de medios relativamente someros o en lagunas costeras; 3) algas amarillas-verdes (Crisofitas) conocidas desde el Jurásico hasta la actualidad, formadas por esferas poco consistentes de calcita de bajo contenido en magnesio y formadas por placas redondeadas de cristales radiales llamadas coccolitos; 4) algas azules-verdes (Cianobacterias) de carácter filamentosos que viven en medios marinos de litoral y, en ocasiones, en aguas dulces. Dicho carácter, con su naturaleza mucilagínosa produce el atrape y fijación de partículas sedimentarias, lo cual conduce a un sedimento laminado llamado también estromatolito (alternancia de capas ricas en materia orgánica y capas ricas en carbonatos); y 5) las carofitas, algas muy abundantes en los sílex (**figura 6.24**), que se incluyen dentro de las algas verdes, pero que por su particular morfología se las ha considerado como

un grupo aparte. Son organismos típicamente lacustres y palustres, a pesar que algunas especies han colonizado ambientes transicionales. Son típicas del Cretácico inferior, Cretácico superior y Paleógeno.

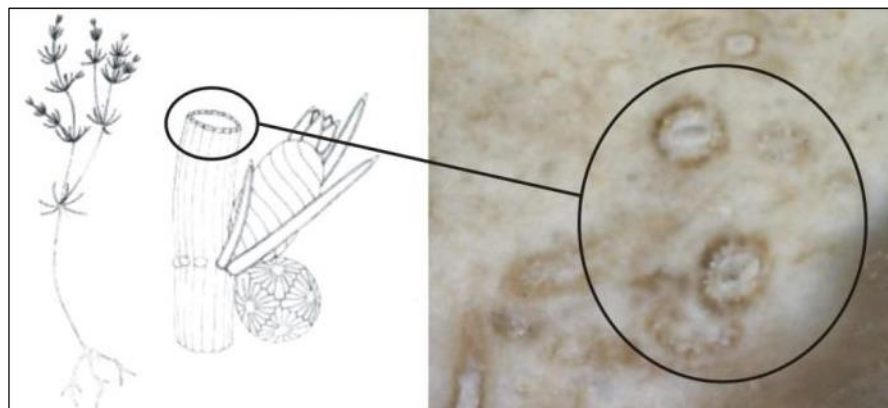


Figura 6.24. Izquierda: Estructura vegetativa y reproductora de una carofita actual (Fuente: Canudo, 2002). Derecha: Vista con lupa binocular de un sílex arqueológico de secciones de tallo de carofitas (AR'02.M.U49.47).

- *Espojas*. Poseen un armazón de espículas de sílice o calcita de formas variadas que al morir el organismo pasan a formar parte del sedimento. Se encuentran fósiles desde el Cámbrico. Las esponjas silíceas juegan un papel importante en la formación de nódulos de sílex y silicificaciones en las calizas (**figura 6.25**).

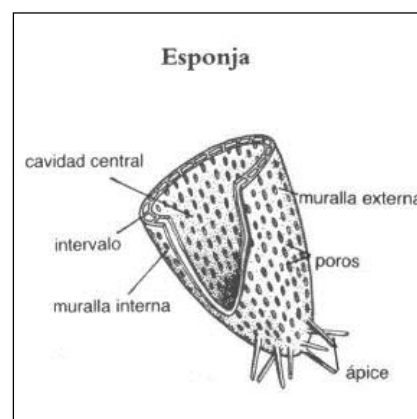


Figura 6.25. Esponja. Fuente: http://www.upv.es/dit/Itinerarios/Paleontologia/Paleontologia_general.htm

- *Calciesferas*. Objetos de origen incierto que se reconocen desde el Cámbrico a la actualidad. Tienen forma esférica, con paredes normalmente micríticas rellenas de esparita (**figura 6.26**).

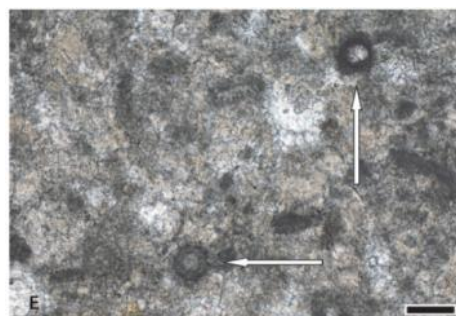


Figura 6.26. La flecha blanca marca dos calciesferas. Extraído de Berkyova y Munnecke, 2010.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Matriz. El término matriz hace referencia al material intersticial entre granos más grandes (Flügel, 2004). Definida por Folk (1959) como el componente textural de las rocas carbonatadas de grano más fino, está formado por cristales microcristalinos de carbonato cálcico, de tamaño menor a 4 μm , denominada micrita. Dicho término proviene de la abreviación de calcita microcristalina. Tucker (2001) define dentro de ella tres tipos: la micrita uniforme, peloidal y microesparita.

- Micrita uniforme: corresponde a la matriz microcristalina de carbonato cálcico de tamaño inferior a 4 μm , que se disponen de manera uniforme en lámina delgada.
- Matriz peloidal: matriz formada por granos esféricos, elipsoidales o angulosos (peloides) compuestos por carbonatos microcristalino sin estructura interna.
- Microesparita: matriz calcítica que se caracteriza por sus medidas uniformes, de formas euédricas y sub-euédricas de tamaño entre 5 y 20 μm (Folk, 1959). Su origen se debe a un proceso diagenético en que la precipitación original de micrita por neomorfismo (recristalización) pasa a microesparita, ya sea por agradación, es decir, conversión de pequeños cristales de calcita con alto contenido en magnesio a cristales más grandes de calcita, o bien por transformación de aragonito a microesparita, sin pasar por un estadio micrítico. A éste tipo de calcita se le considera matriz y no cemento (Flügel, 2004).

Después de toda la descriptiva pasaremos a la clasificación de las rocas carbonáticas no detríticas y aquellas síliceas que tienen un origen deposicional carbonático (sílex de reemplazamiento de carbonatos). Para ello utilizaremos, principalmente, dos sistemas de clasificación: el de Folk (1959, 1962) basado en las composición y, el de Dunham (1962) que se basa en los componentes texturales. Para las rocas encajantes utilizaremos ambos, ya que uno nos informará sobre la composición y el otro sobre su textura. En el caso de los sílex de reemplazamiento de carbonatos, utilizaremos sólo el sistema de Dunham (1962), por ser el que más se ajusta a una correcta clasificación de las rocas síliceas, ya que nos remite a su textura y no su composición, la cual ya ha dejado de ser carbonática.

Folk (1959, 1962) distingue tres componentes: los elementos alquímicos (partículas o granos), la matriz (micrita) y el cemento (principalmente esparita drúsica). En función de la naturaleza de los aloquímicos (intraclastos, ooides/oolitos, bioclastos y peloides/pellets) utilizará como prefijo su abreviatura intra-, oo-, bio- o pel-, respectivamente y le sumará el sufijo –esparítica, para rocas cristalinas o –micrita, para rocas microcristalinas. Si dominan dos tipos de

aloquímicos, estos términos pueden combinarse. Para indicar un tamaño de grano grueso los términos pueden ser modificados, por ejemplo bioesparrudita o biomicrudita (elementos aloquímicos mayores de 2 mm). Si la roca no presenta elementos aloquímicos será una roca ortoquímica con solo matriz, por lo que se clasificará como una micrita o, también, como una dismicrita si presenta una matriz micrita con agregados cristalinos de calicita esparítica. Otra categoría que distingue Folk es la de biolitita, que corresponde a una roca formada por organismos como un estromatolito o una roca arrecifal (**figura 6.27**).

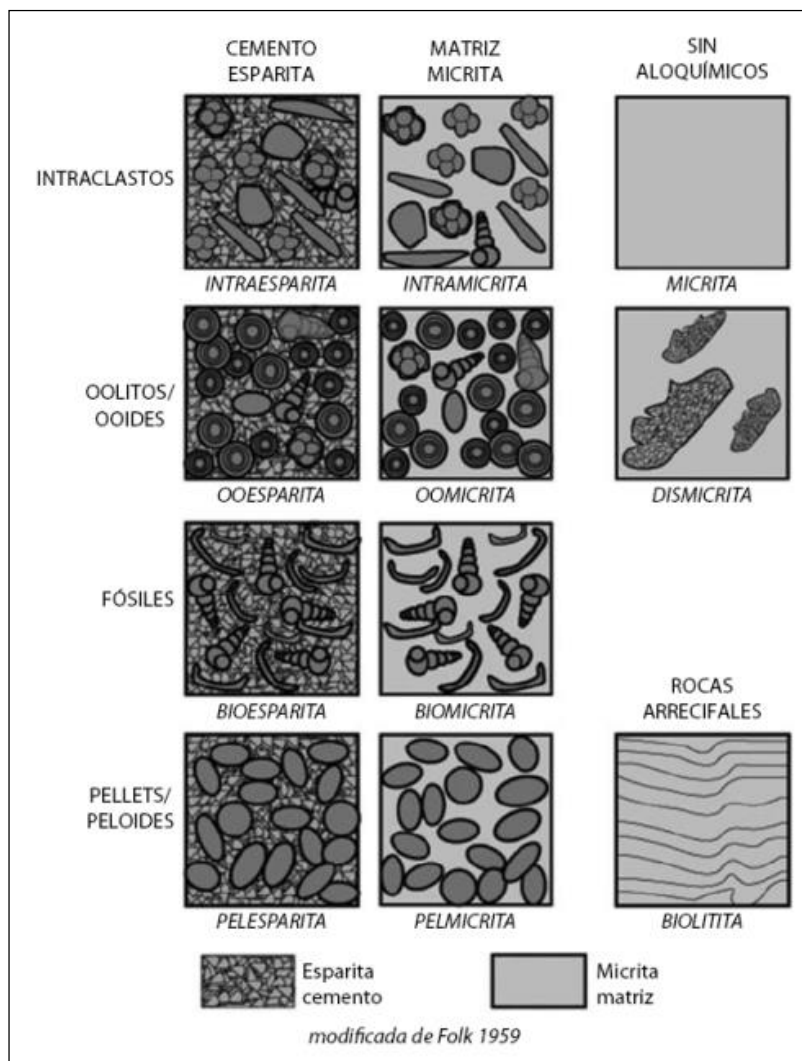


Figura 6.27. Clasificación de las calizas según su composición (Folk, 1959, 1962). Fuente: Mas, Benito y Alonso (2010).

La clasificación de Dunham (1962) se basa en la disposición de los componentes de la roca y el depósito, teniendo en cuenta la proporción de granos (de tamaños superiores a 20 μm) y la presencia/ausencia de matriz carbonatada. En este caso, si los granos están en contacto unos con los otros será una roca grano-soportada, y si no lo están, representará que estos flotan dentro de una matriz y se considerará como una roca matriz-soportada. Según estos criterios,

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Dunham divide las calizas en: *Mudstone* (micrita con pocos granos), *Wackestone* (granos flotando en una matriz), *Packstone* (granos en contacto entre ellos pero con matriz), *Grainstone* (granos sin matriz), *Boundstone* (caliza de sujeción orgánica=biolitita de Folk) y Carbonatos cristalinos (textura deposicional original no reconocible, totalmente reemplazada por cemento esparítico) (figura 6.28).


Los componentes originales no estaban unidos en la sedimentación				Los componentes originales estaban unidos en la sedimentación. Crecimiento de material esquelético, laminación contraria a la gravedad, o cavidades con sedimento en el fondo y techo de materiales orgánico que son demasiado grandes para ser intersticios.
Contiene fango carbonático (partículas de tamaño arcilla y limo fino)		Sin fango carbonático		
Fango-soportada		Grano-soportada		
Menos del 10% de granos	Más del 10% de granos			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone
				

Figura 6.28. Clasificación de las calizas según su textura deposicional (Dunham, 1962). Fuente: Mas, Benito y Alonso (2010).

6.7.4.3. Descripción de componentes sulfatados

Como segundo gran bloque de minerales tenemos los **sulfatos** (SO_4), entre los que destacan el yeso y la anhidrita, y en menor medida la fluorita y la halita. En primer lugar, la descripción girará en torno al hábito y fábrica cristalina, al porcentaje, y a la disposición en lámina delgada. Finalmente se establecerá la litofacies o microestructura de los sulfatos para conocer su diagénesis y, por tanto, si su origen es primario o secundario (figura 6.29). En el caso de los sílex, definiremos si las evaporitas son previas o posteriores al proceso de silicificación como en el caso de los **pseudomorfo yesíferos** y los **relictos de anhidrita**, característicos de estos procesos posteriores (Kendall, 1979a; 1979b; Arbey, 1980; Ortí y Rosell, 1981; Ortí, 1990; Ortí *et al.*, 1997; Ortí, 2010).

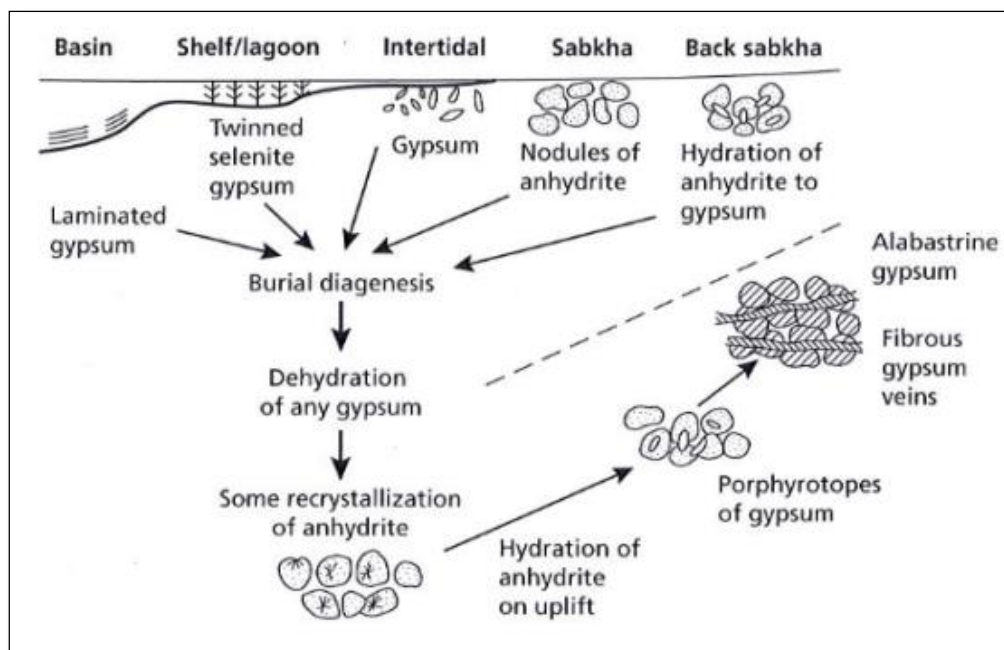


Figura 6.29. Ciclo diagenético del yeso y la anhidrita, mostrando los cambios minerales y texturales. Fuente: Tucker, 2001.

A continuación presentamos los principales sulfatos descritos en lámina delgada.

Yeso primario ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Es el mineral evaporítico más abundante en superficie, aunque en profundidad desaparece rápidamente en favor de la anhidrita. En lámina delgada se presenta incoloro y con hábitos principalmente alargados (prismático, acicular, tabular y lenticular). También presenta hábitos granulares con una exfoliación perfecta y unos colores de interferencia blanco-grisáceo de primer orden. Excepcionalmente, los cristales pueden presentar inclusiones de anhidrita. El análisis de sus litofacies distingue entre (Ortí y Rosell, 1997; Ortí, 2010):

- Gipsilitita/Gipsarenita. Con tamaños de hasta 62 μm y 2 mm respectivamente, suelen presentarse en facies laminares (espesor de 1 mm aproximadamente), bandeadas (espesor de 1 cm aproximadamente), yeso-algales (estromatolitos yesificados), bioturbadas (bioturbación intensa rellena de cristales microlenticulares), masivas y algunas veces yeso-oolíticas. Estas facies pueden mostrar granoclasificación, ya sea directa o inversa, que suele estar relacionada con la sobresaturación. Los cristales son desde prismáticos a equidimensionales, y raramente aciculares o lenticulares. En las formaciones antiguas, las fábricas microscópicas suelen mostrar interpenetración y pérdida de ideomorfismo por presión-disolución.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- Yeso selenítico. Estas litofacies suelen crecer en el fondo sedimentario de un modo antigravitatorio, aunque son conocidos algunos desarrollos intersticiales (hacia abajo), de crecimiento libre y tendencia idiomorfa. Todos estos cristales se caracterizan por su crecimiento zonado, que les resta transparencia. Suelen atrapar cristales de yesoarenitas cementadas poiquilotópicamente.
- Yeso macrolenticular intersticial. Cristales de hábitos lenticulares que se presentan tanto en agregados como individuales con tamaños que van de milimétricos a decimétricos. Suelen presentar zonación por la captura de inclusiones sólidas del material encajante.
- Yeso nodular/enterolítico. Se describe a partir de nódulos y capas contorsionadas, de tendencia enterolítica (estructura de plegamiento intraformacional que, por su geometría, recuerda a los intestinos).
- Yeso detrítico. Facies que se caracteriza por la presencia de yesos de cualquier medida (gipsilutitas, gipsarenitas, gipsorruditas –mayores a 2 mm-) que muestra estructuras tractivas, principalmente *debris flow* y *mass flow*. Las microestructuras presentan carácter clástico y evidencias de procesos de rodamiento, presión-disolución y fábricas desordenadas.

Anhidrita (CaSO_4). Etimológicamente proviene del griego y significa “*sin agua*”, ya que se trata de yeso deshidratado que al someterse a temperaturas superiores a 34°C se transforma en anhidrita. Es uno de los minerales evaporíticos principales y, sin duda, el sulfato más abundante en el subsuelo. Su aparición en superficie es esporádica, ya que con las aguas subterráneas y de percolación la anhidrita se hidrata o se disuelve. En lámina delgada se presenta incolora, generalmente en masas cristalinas e inclusiones, o bien cristales tabulares que rellenan venas y fisuras. Con colores de interferencia de tercer orden, presenta tres exfoliaciones, dos de las cuales son visibles en la mayor parte de las secciones y extinción recta a las mismas (**figura 6.30**).

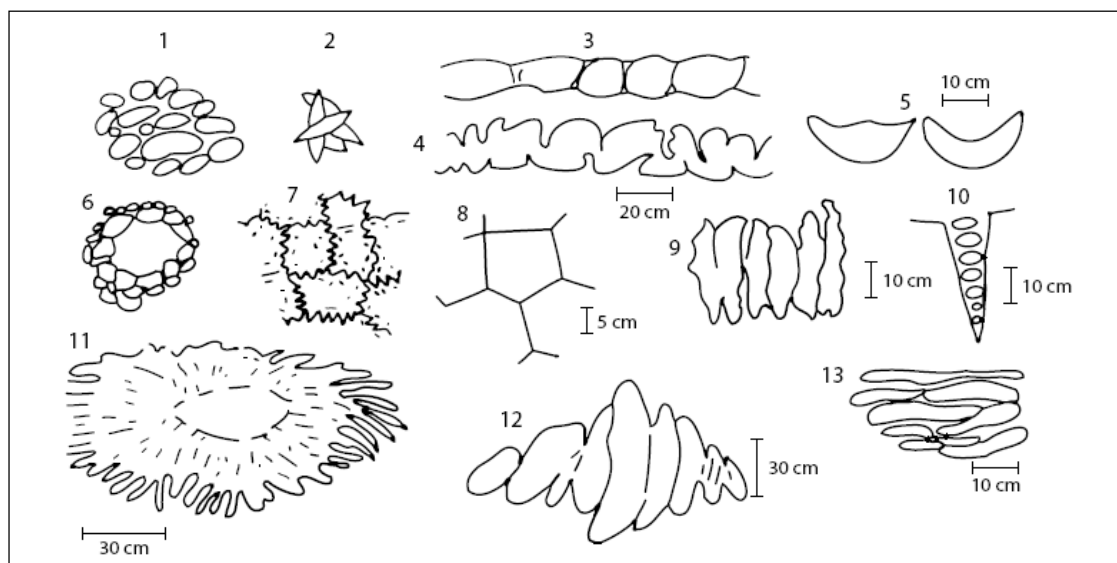


Figura 6.30. Principales morfologías nodulares de la anhidrita típicas de un medio vadoso-capilar (*sabkha*), desarrolladas en el seno de un sedimento encajante no representado. **1.** grupo de nódulos; **2.** pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso; **3.** capas nodulares; **4.** capas enterolíticas; **5.** nódulos "lunares"; **6.** nódulos compuestos; **7.** nódulos suturados; **8.** nódulos poligonales o en *chicken wire*; **9.** nódulos columnares; **10.** nódulos alojados en rizocreaciones (*burrows*) o grietas de desecación. **11.** grandes nódulos de terminaciones radiales; **12.** grandes nódulos subverticales; **13.** nódulos aplastados: Extraído de Ortí, 2010.

Las microestructuras de las rocas anhidriticas son muy variables. Generalmente, las medidas de los cristales son pequeños y, normalmente, menores que los yesos primarios. Los dos grandes hábitos cristalinos de la anhidrita son los elongados y los equidimensionales (Ortí y Rosell, 1981) (**figura 6.31**).

- Elongado: se presenta en primas individuales los cuales puede tener una fábrica prismática o microprismática orientada o no, agregados de prismas que da a fábrica fasciculada o microfasciculada, en paralelo, en abanico (radiada), en esferulitos y en venas.
- Equidimensional: se presentan en mosaico (matriz) con fábrica granular o microgranular orientadas (alineadas) o no, en cristales individuales (sobre una matriz), en grandes clastos (porfiroblastos) y en placas.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

		COMPONENTS PETROGRÀFICS	FÀBRQUES no orientades	HOMOGÈNIES orientades
L/A > 4	CRISTAL·LÍ ELONGAT (prismatic elongat) (lath)	Prismes individualitzats	PRISMÀTICA DESORIENTADA (<i>decussata</i>) (L > 150 μ)	Prismàtica alineada (subalineada)
		Agregats de prismes: - en feixos - en paral·lel - en ventall (<i>fans</i>) - en esferulites - en venes	MICROPRISMÀTICA DESORIENTADA (<i>feltd</i>) (L < 150 μ) Fasciculada (L > 150 μ) Microfasciculada (L < 150 μ) Fibrosa radiada Esferulítica Venosa	Microprismàtica alineada (subalineada)
L/A = 4	HÀBIT EQUIDIMENSIONAL (quadrat rectangular) (pile of bricks, blocky)	Mosaic cristal·lí (matriu)	GRANULAR (L > 60 μ) MICROGRANULAR (L < 60 μ)	Granular alineada (subalineada)
L/A < 4		Cristalls individualitzats (sobre una matriu de mida més petita): - "porfiroblasts" - plaques		Microgranular alineada (subalineada)

Figura 6.31. Esquema para la clasificación de las rocas anhidríticas. Extraído de Ortí y Rosell, 1997.

Yeso secundario ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Roca de yeso que procede de la hidratación de una roca anhidrítica preexistente. El proceso de hidratación se produce en subsuperficie, en sistemas abiertos y tiende a ser isovolumétrico (conservación del volumen inicial de la roca anhidrítica) y, en consecuencia, preservando las litofacies previas sin crear de nuevas. Las litofacies y microestructuras de los yesos secundarios son tres, y a veces en una misma roca se pueden dar las tres variedades (figura 6.32):

- Alabastrina: Masa relativamente homogénea de cristales finos entre los que se distinguen los agregados microcristalinos, los cristales subédricos y los componentes de extinción no uniforme. Puede presentar inclusiones relictas de anhidrita precursora. Variedad más joven de yeso secundario, que se asocia a procesos tempranos de reemplazamiento y a menor profundidad que las porfiroblásticas.
- Porfiroblástica: Cristales macroscópicos (de mm a cm) que pueden presentarse como componentes aislados o conformar la totalidad de las rocas. Suele presentar inclusiones relictas de anhidrita precursora. Esta variedad representa la primera generación de hidratación, a una cierta profundidad durante la exhumación.
- Macrocrystalina: Masas de grandes cristales (de cm a m) de opacos a transparentes, en general no idiomorfos y raras veces maclados. Suele presentar

inclusiones relictas de anhidrita precursora. Variedad también de diagénesis temprana.

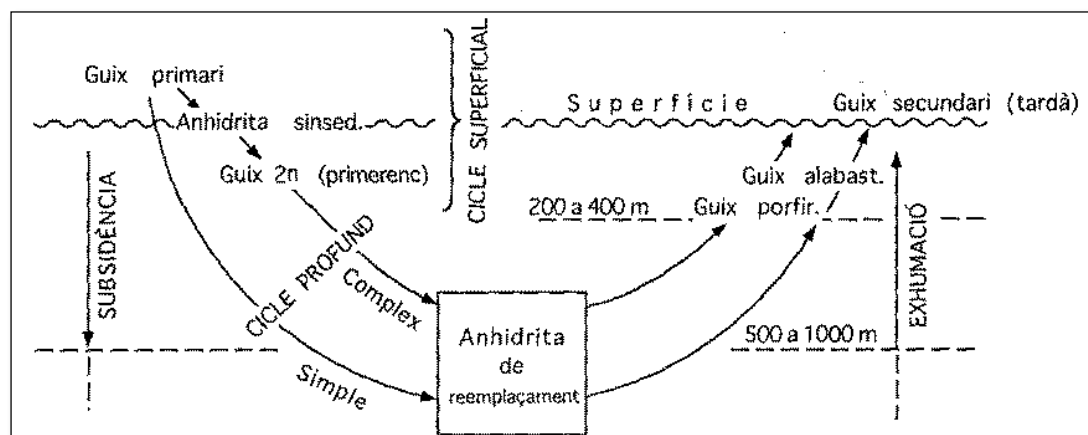


Figura 6.32. Esquema general de las transformaciones diagénéticas del sulfato cálcico. Extraído de Ortí y Rosell, 1997.

6.7.4.4. Componentes detríticos/terrígenos

Por un lado, hablaremos de los componentes detríticos que podemos encontrar en un sílex y, por otro, describiremos y clasificaremos de una manera general las rocas clásticas por ser una de las rocas encajantes que tenemos en nuestros afloramientos silíceos.

Como elementos detríticos o terrígenos que aparecen en los sílex tenemos el **cuarzo detrítico**, los **feldespatos** y **minerales accesorios**. En estos casos hemos descrito su disposición en lámina delgada, su porcentaje y sus tamaños. Todos estos elementos detríticos se localizan en un sílex por ser clastos, de tamaños variables y de formas angulosas y/o redondeadas. En relación a los minerales accesorios podemos encontrar desde moscovita a minerales pesados.

En función de la medida de los clastos clasificaremos las rocas clásticas en **ruditas** (clastos mayores de 2 mm), **areniscas** (2 mm a 62 μ m) y **lutitas** (menor de 62 μ m). La clasificación para unas y otras es la misma, solo cambiaremos el nombre de la roca en función del grano: de arenisca pasará a rudita y a lutita respectivamente (**figura 6.33**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

U.S. Standard Sieve Mesh #	Millimeters	Microns (μ m)	Phi (ϕ)	Wentworth Size Class	
	4096		-12		
	1024		-10		
Use	256		-8	Boulder (-8 to -12 ϕ)	GRAVEL
wire	64		-6	Cobble (-6 to -8 ϕ)	
squares	16		-4	Pebble (-2 to -6 ϕ)	
5	4		-2		
6	3.36		-1.75		
7	2.83		-1.5		
8	2.38		-1.25	Granule	
10	2.00		-1.0		
12	1.68		-0.75		
14	1.41		-0.5	Very coarse sand	
16	1.19		-0.25		SAND
18	1.00		0.0		
20	0.84		0.25		
25	0.71		0.5	Coarse sand	
30	0.59		0.75		
35	1/2 0.50	500	1.0		
40	0.42	420	1.25		
45	0.35	350	1.5	Medium sand	
50	0.30	300	1.75		
60	1/4 0.25	250	2.0		
70	0.210	210	2.25		MUD
80	0.177	177	2.5	Fine sand	
100	0.149	149	2.75		
120	1/8 0.125	125	3.0		
140	0.105	105	3.25		
170	0.088	88	3.5	Very fine sand	
200	0.074	74	3.75		
230	1/16 0.0625	62.5	4.0		
270	0.053	53	4.25		
325	0.044	44	4.5	Coarse silt	
	0.037	37	4.75		
	1/32 0.031	31	5.0		
Analyzed	1/64 0.0156	15.6	6.0	Medium silt	
by	1/128 0.0078	7.8	7.0	Fine silt	
	1/256 0.0039	3.9	8.0	Very fine silt	
Pipette	0.0020	2.0	9.0		
or	0.00098	0.98	10.0		
	0.00049	0.49	11.0		
Hydrometer	0.00024	0.24	12.0		
	0.00012	0.12	13.0		
	0.00006	0.06	14.0	Clay	

Figura 6.33. Escala de clasificación de los tamaños de granos. Fuente: Folk, 1980.

Para la clasificación de las rocas clásticas utilizaremos como ejemplo la clasificación composicional de las areniscas. El sistema propuesto es el definido por Valloni *et al.* (1991) descrito en Gómez-Gras (1997), en el que se plantea la clasificación como un sistema de aproximación que permite ir profundizando a medida que se va conociendo la muestra. Dicha clasificación toma como punto de partida la composición de los diferentes granos que forman el esqueleto de las rocas clásticas. Podemos tener cuatro tipos de granos:

- Calcilitoclastos. Fragmentos de calizas, dolomías y biolotoclastos.
- Aloclastos carbonáticos. Clastos blandos micríticos, como las calcilutitas, los intraclastos carbonáticos, bioclastos, ooides y peloides.
- Siliciclastos. Formados por clastos de cuarzo, feldespato, fragmentos de roca no carbonática y clastos afaníticos de composición silícea, micácea, clorítica y hierromagnesiana.
- Aloclastos no carbonáticos. Formado por cantos blandos de arcilla, piroclastos sinsedimentarios (por ejemplo fragmentos de vidrio volcánico), glauconita, ooides fosfáticos y ferruginosos, los clastos de yeso y de materia orgánica vegetal.

Con la composición de los granos, en primer lugar determinaremos la relación de los clastos carbonáticos y no carbonáticos. Si tenemos más de un 50% de carbonáticos será una **arenisca carbonática** y a la inversa será una **arenisca no carbonática** (figura 6.34).

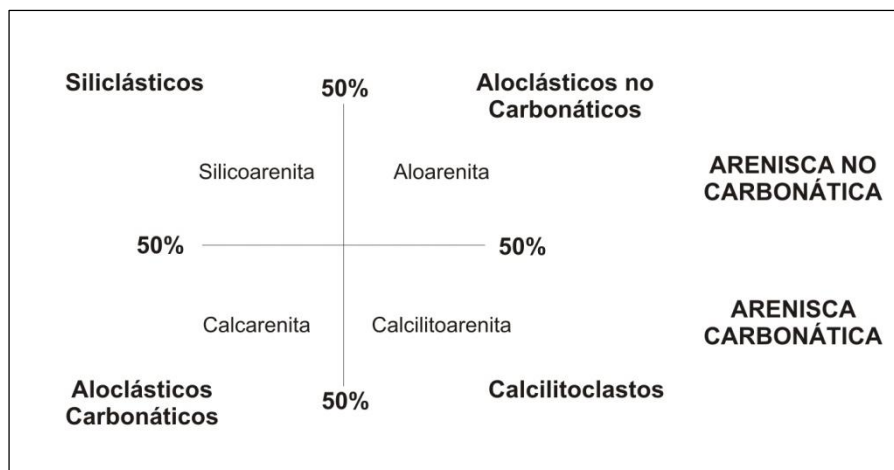


Figura 6.34. Clasificación composicional de las areniscas hasta la identificación de si son puras o mixtas. Modificado de Gómez-Gras, 1997.

Areniscas carbonáticas. Las dividiremos en calcarenitas o calcilitoarenitas (areniscas calcíticas).

- Calcarenitas: Si predominan los aloclastos carbonáticos sobre los calcilitoclastos. A partir de aquí, determinaremos la proporción relativa de los diversos integrantes composicionales de los granos y estableceremos si es una *calcarenita pura* porque el grupo de aloclastos carbonáticos supera el 50% del total del esqueleto de la roca y por tanto se clasifica indicando el tipo de grano mayoritario (ejemplo: oocalcarenita). En este caso se podrá utilizar la clasificación de Folk (1962) o Dunham (1962) para rocas carbonáticas. O, por el contrario, si es una *calcarenita mixta*, en el que los aloclastos carbonáticos no supera el 50% pero predomina sobre los calcilitoclastos. En este caso, le pondremos el nombre de calcarenita seguido del componente interno (cemento) más representativo (por ejemplo: calcarenita glauconítica, calcarenita calcilitítica, etc.).
- Calcilitoarenitas o arenisca calcítica: Si predominan los calcilitoclastos sobre los aloclastos carbonáticos. En este caso podremos tener *calcilitoarenita pura* si el grupo de calcilitoclastos supera el 50% del total del esqueleto (ejemplo: calcilitarenita, dololitarenita). En cambio, si el grupo de calcilitoarenitas no supera el 50% pero es el mayoritario sobre los aloclastos carbonáticos será una *calcilitoarenita mixta* y la arenisca cogerá el adjetivo del componente interno (cemento) más representativo (ejemplo: calcilitarenia cuarcítica, etc.).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Areniscas no carbonáticas. Las dividiremos en función del predominio (más del 50%) de esqueletos siliciclásticos (silicoarenitas o areniscas siliciclásticas) o de aloclastos no carbonáticos (aloarenita o arenisca aloclástica).

- Silicoarenita o arenisca siliciclástica: Si los siliciclastos predominan sobre los aloclastos no carbonáticos. Si el grupo de siliciclastos supera el 50% tendremos una *silicoarenita pura* y la podremos clasificar teniendo en cuenta la proporción entre cuarzo, feldespato y fragmentos líticos, como cuarzoarenita, arcosa o litoarenita siguiendo los diagramas de clasificación clásicos (Dott, 1964; Pettijohn *et al.*, 1987) (**figura 6.35**). Por el contrario, si el grupo de los siliciclastos no supera el 50% pero es el más representado sobre los aloclastos no carbonáticos será una *silicoarenita mixta* y la clasificaremos como silicoarenita seguido del componente interno más representativo (ejemplo: silicoarenita fosfática, silicoarenita bioclástica, etc.)

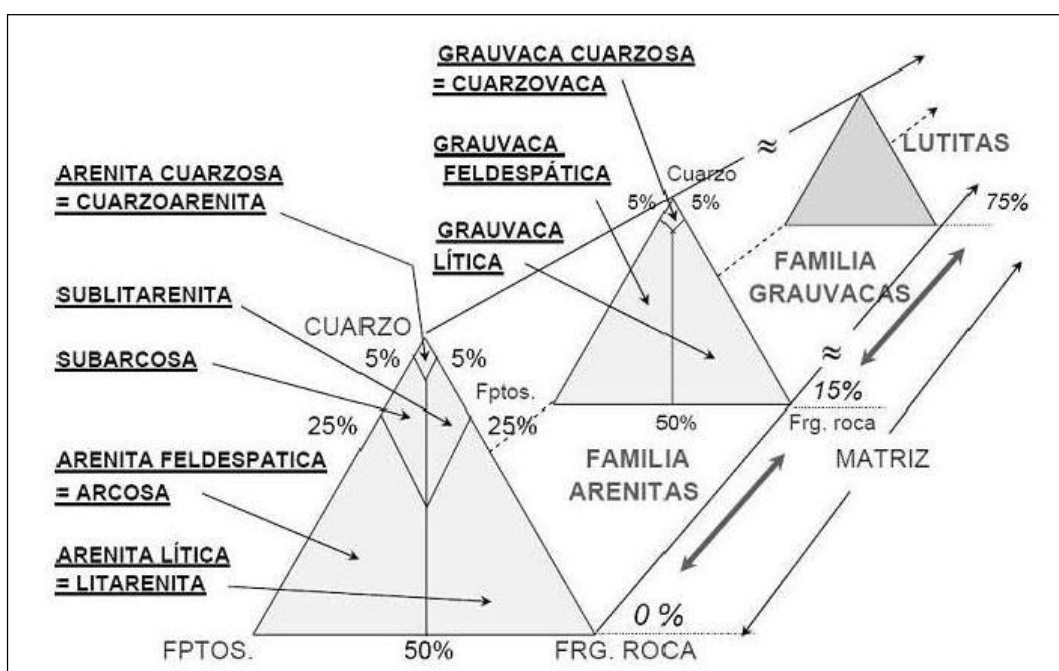


Figura 6.35. Diagrama triangular de clasificación de las silicoarenitas puras. Extraído de Georges *et al.* 2009, previamente modificado de Pettijohn *et al.* 1987.

- Aloarenita o arenisca aloclástica: Si los aloclastos no carbonáticos predominan sobre los siliciclastos. Si el grupo de aloclastos supera en un 50% al total del esqueleto se clasificará como una *aloarenita pura* con el prefijo del aloclasto o aloclastos predominantes (ejemplo: yesoarenita, glaucoarenita, etc.). En cambio, si el grupo de aloclastos no carbonáticos es mayoritario pero no

supera el 50% sobre los siliciclastos, entonces será un *aloarenita mixta* y recibirá el nombre de aloarenita con el sufijo del componente interno más representado (por ejemplo: aloarenita cuarcítica, aloarenita bioclástica, etc.)

Otro aspecto a tener en cuenta para las rocas clásticas es la madurez composicional. Ésta se expresa como la relación entre el total de granos de cuarzo (incluimos a los sílex) frente a feldespatos y los fragmentos de roca. Es un índice útil para comparar distintos tipos de areniscas. Una arenisca inmadura tiene muchos fragmentos de roca inestables y feldespato. Una arenisca madura tiene algo de feldespato y mucho cuarzo. Las areniscas que sólo tienen granos de cuarzo se denominan supermaduras.

La madurez textural tiene que ver con la redondez de los clastos y con una buena selección (medidas y formas homogéneas), que tiene que ver con el proceso de transporte y la energía del mismo. Es decir, una roca detrítica madura se caracteriza por tener unos clastos redondeados, buena selección y predominio de minerales estables (cuarzo).

Por tanto, la madurez textural y la composicional están muy relacionadas y pueden indicar el grado de transporte y también el posible reciclado de los clastos.

6.7.4.5. Óxidos de hierro

Los óxidos de hierro que aparecen principalmente en los sílex son hematites, limonita, pirita y magnetita (Tarriño, 2006). En la ficha anotaremos su morfología, porcentaje y disposición en lámina delgada.

6.7.4.6. Porosidad

La porosidad se define como el espacio por el que circula un fluido durante la sedimentación y posterior diagénesis. Según Flügel (2004), la porosidad es el porcentaje de una roca ocupada por intersticios, estén o no conectados. En sedimentos carbonatados, justo después a la deposición, la porosidad puede estar en torno al 50% para los tamaños de arenas y al 80% para los limos y fangos (Tucker, 2001). Durante la diagénesis, la porosidad puede ir variando; se puede perder o reducir a través de la cementación, compactación y presión-disolución, y aumentar por disolución, dolomitización y fracturas tectónicas. El trabajo más aceptado para la clasificación de porosidades es el de Choquette y Pray (1970). Su validación y utilidad en la clasificación de las porosidades está probado ya que ningún trabajo posterior ha podido suplantar o mejorar dicho trabajo. Por tanto, utilizaremos dicha clasificación para describir los

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

diferentes tipos de porosidades que tenemos tanto en los sílex como en sus encajantes, ya sean rocas carbonáticas, siliciclásticas o evaporitas (**figura 6.36**).

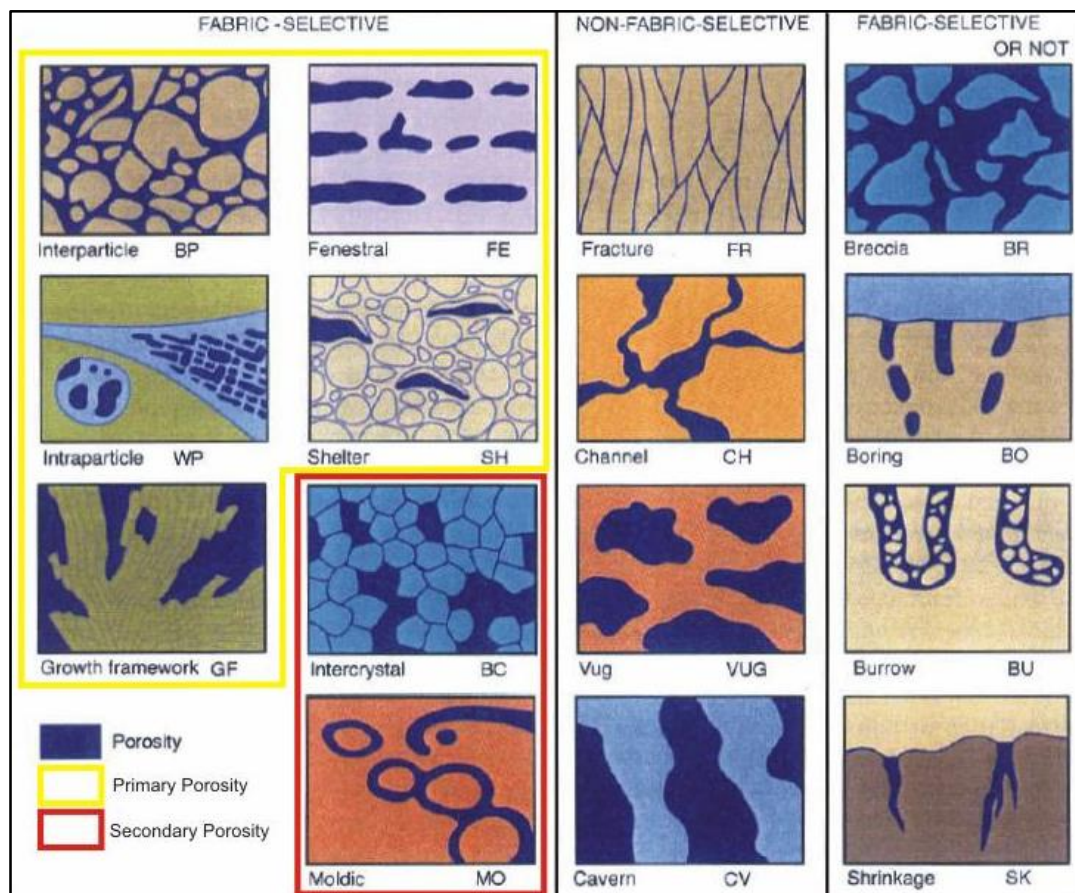


Figura 6.36. Clasificación de las porosidades según Choquette y Pray, 1970, después de Adams y McKenzie (1998). Modificado de Flügel, 2004.

El primer aspecto a tener en cuenta de la porosidad es si presenta una fábrica selectiva o no. Tanto la deposición de sólidos como los constituyentes diagenéticos de un sedimento o roca se definen como fábrica (Moore, 1989). La transformación de un sedimento a roca consiste en una primera deposición de diferentes tipos de granos, como ooides y bioclastos, seguido de los constituyentes diagenéticos, como calcita y dolomita y cementos sulfatados. Por último, la recristalización o reemplazamiento de los componentes como la dolomita y los cristales de sulfatos. Si podemos establecer una dependencia entre la porosidad y los elementos de fábrica, tendremos una porosidad de tipo fábrica selectiva. En caso de no haber esta relación, la porosidad se clasificará como fábrica no selectiva.

Dentro de la **fábrica selectiva** tenemos **porosidad primaria** y **secundaria**. La porosidad primaria es cualquier porosidad que se da en un sedimento o roca antes de la finalización del proceso deposicional. Por el contrario, la porosidad secundaria se desarrolla en cualquier

momento después de la deposición final. En definitiva, podremos hablar de porosidad deposicional para la porosidad primaria, y porosidad diagenética para la secundaria. El tiempo que puede transcurrir en generar una porosidad secundaria después de una primaria puede ser enorme. Como ya hemos comentado en el capítulo del Marco Teórico, todo este intervalo de tiempo se puede dividir en tres fases: eogénica, mesogénica y telogénica (Choquette y Pary, 1970, en Moore, 1989).

Dentro de la **porosidad primaria (o deposicional)** tenemos: porosidad interparticular (*interparticle*), intraparticular (*intraparticle*), estructural o de carcasa (*growth-framework*), fenestral (*fenestral*) y en abrigo (*shelter*).

- Porosidad interpartícula o intergranular (*interparticle*): corresponde a la porosidad que hay entre los granos o partículas de una roca sedimentaria. Es muy común entre los sedimentos fangosos recientes. La preservación de poros interparticulares abiertos en sedimentos antiguos se debe a la ausencia de agua entre los poros por condiciones climáticas secas, por la protección de una capa de arcillas o evaporitas, o por un emplazamiento temprano de petróleo. En algunos casos, este tipo de porosidad se puede dar como secundaria; por ejemplo, como resultante de una disolución parcial del córtex aragonítico de un ooide. El tamaño más común de los poros es de 50 a 1000 μm .
- Porosidad intraparticular o intragranular (*intraparticle*): se define como la porosidad que se da dentro de los granos aloquímicos, los cuales favorecen la creación de este tipo de porosidades. Por ejemplo la porosidad que se genera a menudo entre las cámaras vacías de diversos organismos como los foraminíferos, gasterópodos o braquiópodos. También la estructura interna de ciertos aloquímicos, como ooides y peloides que ayudan a la formación de dicha porosidad. Por último, la actividad de microperforación de algas y hongos, que puede aumentar de forma considerable la porosidad intragranular antes, durante y justo después a la deposición. El tamaño más común de los poros es de 100 a 1000 μm .
- Porosidad estructural o de carcasa (*growth-framework*): está asociada a la actividad de los organismos formadores de arrecifes, por lo que es una porosidad importante en ambientes deposicionales de arrecifes (plataformas someras-llanura mareal). El crecimiento *in situ* de una carcasa dentro de una roca carbonática del tipo *boundstone* por procesos orgánicos e inorgánicos son los causantes de esta porosidad. Puede ser

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

muy abundante en arrecifes de corales actuales y menor en arrecifes de organismos incrustantes. En general, es una porosidad que tiende rápidamente a ser rellenada por sedimentos y cementos carbonatados.

- Porosidad fenestral (*fenestral*): está asociada a una fase sinsedimentaria en el que se forman unos espacios vacíos penecontemporáneos dentro de la fábrica del sedimento, siendo estos muy irregulares y causados por la acción de algas y microbios sobre los sedimentos fangosos y/o por pequeñas bolsas de gas o de agua. Comúnmente se da en ambientes supramareales (ambientes evaporíticos tipo *sabkha*) y intermareales (ambientes de plataformas-*lagoons* y bajíos).
- Porosidad en abrigo (*shelter*): la morfología de la porosidad es muy característica, en forma de abrigo o paraguas en granos grandes y tendencialmente alargados que impiden que la porosidad sea rellenada por el sedimento. Esta porosidad se favorece por la existencia de grandes fósiles de morfologías alargadas y planas como los grandes foraminíferos o algunas algas.

La **porosidad secundaria (o diagenética)** está condicionada por dos procesos principales: la que se da por disolución y la que se da por dolomitización en rocas carbonáticas. Los diferentes tipos de porosidad secundaria en fábricas selectivas son: la porosidad intercrystalina (*intercrystalline*) y la porosidad móldica (*moldic*).

- Porosidad intercrystalina (*intercrystalline*): porosidad formada entre los cristales más o menos equigranulares. Generalmente está relacionada con procesos de recristalización y dolomitización. Los ambientes más comunes de formación son los supramareales (*sabkha*) y los marinos normales. El tamaño más común de los poros es de 1 a 10 μm .
- Porosidad móldica (*moldic*): porosidad generada por la disolución o lixiviación selectiva de los componentes de la fábrica de una roca sedimentaria. Se da en rocas carbonáticas, en los granos y caparzones aragoníticos de las calizas, en granos de caliza dentro de dolomías, en cristales de sal o sulfatos (ej: pseudomorfo de yeso) en calizas, dolomías o sílex, etc. Requiere una diferencia mineralógica y microestructural distinta entre la solubilidad de los granos y de la matriz o cementos. En rocas de mineralogías distintas la porosidad móldica se da, preferentemente, en ambientes freático-meteóricos y de enterramiento. El tamaño más común de los poros es de 100 μm a 10 mm. Si la porosidad es por la remoción de un fósil (porosidad biomóldica), la media de los poros es de 500 μm a varios milímetros. La disolución de ooides

(porosidad oomóldica), principalmente aragoníticos, se da en ambientes meteórico-vadosos y meteórico-freáticos. Las medidas comunes de estos últimos poros es de 200 y 500 μm .

Por no tener una relación directa entre la deposición original (fábrica) y la porosidad, las porosidades de las **fábricas no selectivas**, siempre tendrán que haberse formado en un segundo estadio, por lo que serán siempre un tipo de porosidad secundaria. Las porosidades definidas por Choquette y Pray (1970) son: la porosidad de tipo fractura (*fracture*), canal (*channel*), vacuolar o drúsica (*vug*) y cavernosa (*cavern*).

- **Porosidad por fractura (*fracture*):** porosidad adquirida por la fracturación de una roca durante el proceso de enterramiento. Generalmente, se da por la fractura de las frágiles conchas de los organismos como resultado del incremento de sobrecarga.
- **Porosidad canaliforme (*channel*):** porosidad marcadamente elongada y continua en una o dos dimensiones que se ha desarrollado independientemente a la textura y fábrica. Generalmente, se produce por la disolución a lo largo de sistemas de fisuras o por la coalescencia lateral y la ampliación de otros tipos de poros. Tiene el mismo origen que la vacuolar (*vug*), pero su diferencia principal es que la canaliforme presenta una porosidad “equant”.
- **Porosidad vacuolar o drúsica (*vug*):** porosidad constituida por un sistema de vacíos o vacuolas (de aquí su nombre), de dimensiones muy variables, generalmente visibles a simple vista, de formas irregulares y bastante equidimensionales (“equant”). Estos vacíos están causados por una disolución diagenética que puede haber cortado granos y cementos creando unas porosidades que van de milimétricas a métricas. A lámina delgada se presentan con tañamos que van de menos de 60 μm (microvacuolas) a 4 mm (megavacuolas).
- **Porosidad cavernosa (*cavern*):** caracterizada por unas grandes cavidades o cavernas, mayoritariamente por disolución. Es un término descriptivo que se utiliza para grandes dimensiones, tipo karts. Se utiliza en geomorfología y no en petrología.

Por último, tendemos aquellas porosidades que **pueden o no ser fábrica selectiva** en función de su formación, por lo que también dependerá si es deposicional o diagenética. Dichas porosidades son: brechoidal (*breccia*), perforación (*boring*), bioturbación (*burrow*) y la de retracción (*shrinkage*).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- Porosidad brechoidal (*breccia*): porosidad secundaria formada entre las brechas por disolución o colapso. Al igual que la porosidad cavernosa es muy típica en karts y suele ser de grandes dimensiones, por lo que no se aplica a láminas delgadas.
- Porosidad por perforación (*boring*): porosidad secundaria generada por la actividad de ciertos organismos perforantes como algunas esponjas, moluscos, algas, hongos, etc. sobre constituyentes rígidos en medios eogénicos o telogénicos.
- Porosidad por bioturbación (*burrow*): porosidad generada por la actividad excavadora de organismos dentro de los sedimentos acabados de depositar, los cuales aún no están consolidados.
- Porosidad por retracción (*shrinkage*): la contracción que se da en fangos de llanuras mareales puede ser el resultado de un sistema de poros característicos definidos como porosidades por retracción.

6.7.4.7. Cementación

Son cementos los minerales cristalizados en los poros de las rocas durante la diagénesis, con independencia del tipo de poro y de textura dominante de la roca. La cementación es, posiblemente, el proceso diagenético más relevante de la diagénesis. Los cementos más comunes son aragonita, dolomita y calcita, y en menor medida ankerita, siderita, kaolinita, cuarzo, anhidrita, yeso y halita. El crecimiento de cementos carbonáticos se favorecerá de un pH alto (básicos) y altas temperaturas, mientras que el cuarzo y sus formas cristalinas cementarán con pH bajos (ácidos) y bajas temperaturas.

El hábito de los cristales de los cementos es muy importante ya que nos puede informar sobre el modelo paleoambiental deposicional. En cristales alargados (eje C) nos indicaría unas condiciones de agua marina, mientras que los cristales anchos agua dulce. Los cristales equidimensionales corresponderían a zonas de agua de mezcla. A este aspecto el cemento microcristalino se relaciona con una cristalización muy rápida (diagénesis temprana), el fibroso a un entremedio y el megacristalino correspondería a una precipitación lenta.

Existen dos tipos principales de texturas de cementos: los circungranulares que son los que tapizan la superficie de los poros, de forma continua o discontinua, y los ocluyentes que tienden a rellenar los poros (Rossi, 2010).

Los principales **cementos circungranulares** son: acicular, fibroso, botroidal, empalizada, menisco, microestalactítico, sintaxial y peloidal (Flügel, 2004; Rossi, 2010).

- **Acicular:** cristales en aguja dispuestos paralelamente al eje C y exhibiendo una extinción recta. Terminaciones en forma apuntada (**figura 6.37**). Sus medidas están sobre las 100 μm de largo por menos de 10 μm de ancho. Típico de cementos marinos freáticos.

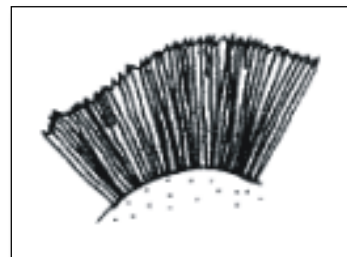


Figura 6.37. Cemento acicular. Modificado de Flügel, 2004.

- **Fibroso:** cristales que tienden a ser alargados, se disponen paralelamente al eje C y exhiben una extinción recta. Su morfología es columnar (**figura 6.38**). Comunes en porosidades intergranulares y intragranulares. Generalmente se da en ambientes marino-freático, pero también en meteórico-vadoso y marino vadoso.

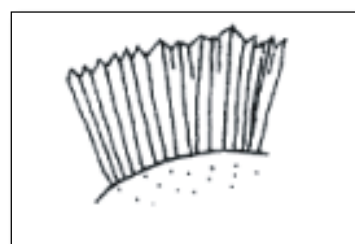


Figura 6.38. Cemento fibroso. Modificado de Flügel, 2004.

- **Botroidal:** cemento caracterizado por fibras en esferulitos individuales o en agregados que rellenan porosidades (**figura 6.39**). Sus medidas pueden ser de micras a centímetros. Generalmente están asociados a ambientes marinos, principalmente en cavidades y zonas de arrecifes y taludes marinos, pero también en ambientes de enterramiento.

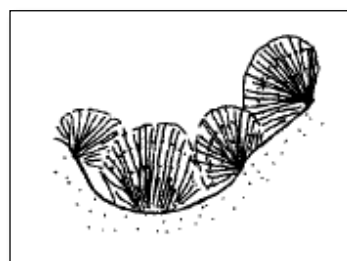


Figura 6.39. Cemento botroidal. Modificado de Flügel, 2004.

- **Empalizada:** cristales alargados (tipo laminar) que se van haciendo anchos a medida que crecen en altura con terminaciones aplanadas y piramidales. No son fibrosos ni equidimensionales. Sus medidas están entre las 10 y 20 μm de ancho por no más de 100 μm de largo. Asociado a ambientes freático-marinos y de enterramiento (**figura 6.40**).

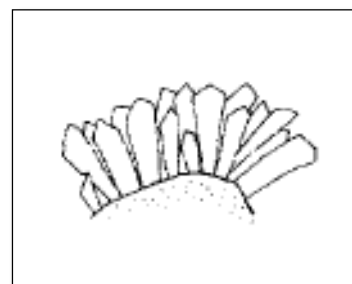


Figura 6.40. Cemento en empalizada. Modificado de Flügel, 2004.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- **Menisco:** cementos discontinuos y concentrados en las zonas de contacto entre los granos. Estos cementos pueden formarse si en la porosidad de la roca coexisten dos fluidos inmiscibles, como agua y gas, etc. Si son tempranos y además se asocian a microestalactíticos, pueden interpretarse como de origen meteórico-vadoso. También presentes en ambientes meteórico-freático y vadoso-marino (figura 6.41).

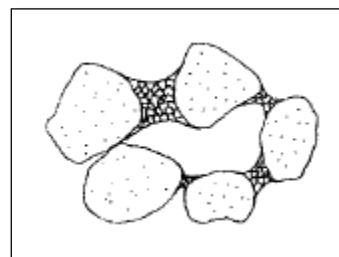


Figura 6.41. Cemento en menisco. Modificado de Flügel, 2004.

- **Microestalactítico:** cementos discontinuos concentrados en las partes inferiores de los granos. El cemento coge la forma de las gotas de agua que se quedan por debajo de los granos una vez la mayor parte del agua de los poros se haya drenado, por eso se le conoce también como cemento gravitacional. Se forma en la zona vadosa, donde el agua coexiste con aire y circula por gravedad. Se forma en zonas intermareales, supramareales y *beach-rocks* (sedimentos de playa consolidados) (figura 6.42).

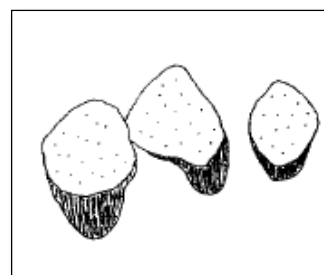


Figura 6.42. Cemento microestalactítico. Modificado de Flügel, 2004.

- **Sintaxial:** cemento que se forma en continuidad óptica con un cristal previo, por ejemplo un bioclasto, un cristal de dolomita, etc. Se trata de una cementación por precipitación química en torno a granos monocristalinos también denominada cemento *en rim*. Se forman cerca de la superficie marina, en zona marina-vadosa y meteórico-freática (figura 6.43).

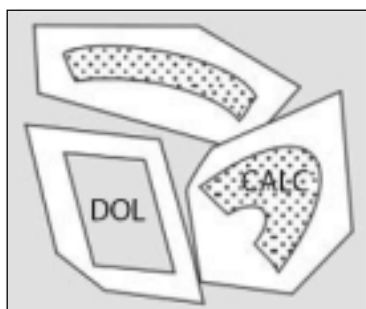


Figura 6.43. Cemento syntaxial. Modificado de Rossi, 2004.

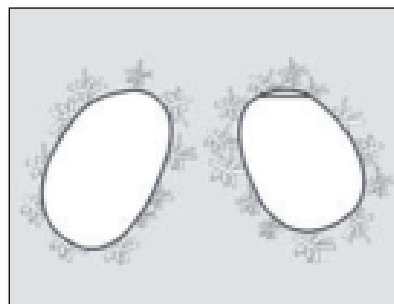


Figura 6.44. Cemento peloidal. Modificado de Rossi, 2010.

- Peloidal: cemento microcristalino asociado a una fábrica de diminutos peloides (menores de 100 μm). El cemento se dispone en forma de halo alrededor de los peloides (**figura 6.44**).

Los **cementos ocluyentes** pueden estar formados por microcristales (micrita o cuarzo microcristalino) o megacristales (esparíta y megacuarzo). Los que presentan un tamaño megacristalino tienen una textura en mosaico formada por agregados de cristales anhedrales-subhedrales. Los principales cementos ocluyentes son: mosaico drúsico, mosaico granular (equant), poiquilotópico y micrítico (Flügel, 2004; Rossi, 2010).

- Mosaico drúsico: cemento que rellena las porosidades vacuolares, intergranulares, intragranulares, moldicas y por fractura. Se caracteriza por cristales angulosos equidimensionales (equant) de formas anhedricas y subhédricas que tienden a aumentar de tamaño desde el borde hacia el

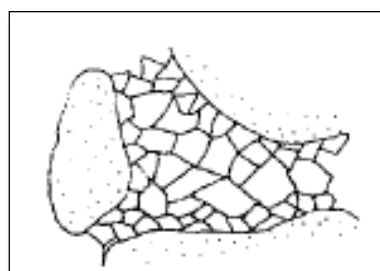


Figura 6.45. Cemento drúsico. Modificado de Flügel, 2004.

centro de los poros. Sus medidas son menores a las 10 μm . Los ambientes de formación son meteóricos cerca de la superficie así como de enterramiento (**figura 6.45**).

- Mosaico granular (equant): cemento equidimensional de cristales angulosos de pequeñas dimensiones. Se asemejan a los de tipo drúsico salvo en que no aumentan de tamaño hacia el interior de los poros (**figura 6.46**). Típico en porosidades intergranulares. Se forma en ambientes meteórico-vadosos, freático vadosos y de enterramiento.

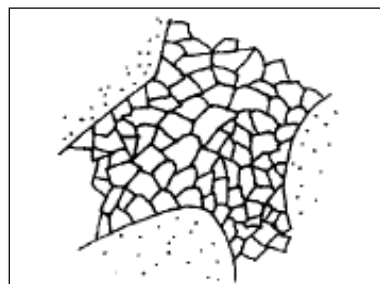


Figura 6.46. Cemento granular (equant). Modificado de Flügel, 2004.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- **Poiquilotópico:** cemento en que los cristales engloban materiales de origen diverso como bioclastos, litoclastos, micrita, etc. (**figura 6.47**). Se forman en ambientes de enterramiento.



Figura 6.47. Cemento poiquilotópico. Modificado de Rossi, 2010.

- **Micrítico:** Cemento microcristalino. Se presenta como recubrimientos delgados alrededor de los granos. Generalmente va asociado con el cemento en menisco y a veces con el peloidal (**figura 6.48**).

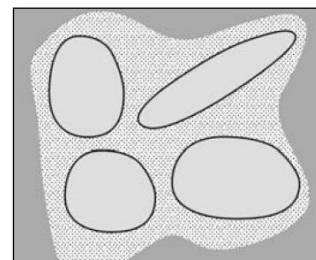


Figura 6.438. Cemento micrítico. Modificado de Rossi, 2010.

6.7.4.8. Compactación

Se entiende por compactación la reducción en las dimensiones de la roca producida a consecuencia de un esfuerzo (Giles, 1997). La compactación es más eficaz en el caso que la roca presente una escasa o nula cementación y la porosidad no esté rellena por fluidos. Por este orden, la compactación puede ser mecánica o mecánica y química.

La **compactación mecánica** incluye tanto los procesos de reorganización de granos hacia un empaquetamiento más compacto, como la deformación y fractura de los granos individuales (**figura 6.49**). Su intensidad se regirá en función de la presión efectiva, la cementación temprana (que provocará que aumente considerablemente la resistencia de la roca a la compactación) y la resistencia mecánica de los minerales (por ejemplo la dolomita tiene una resistencia mecánica mayor que la calcita por lo que su compactación será menor). Por tanto, una dolomitización o cementación en enterramiento somero, favorecerá notablemente la preservación de la porosidad durante el enterramiento profundo (Moore, 2001).

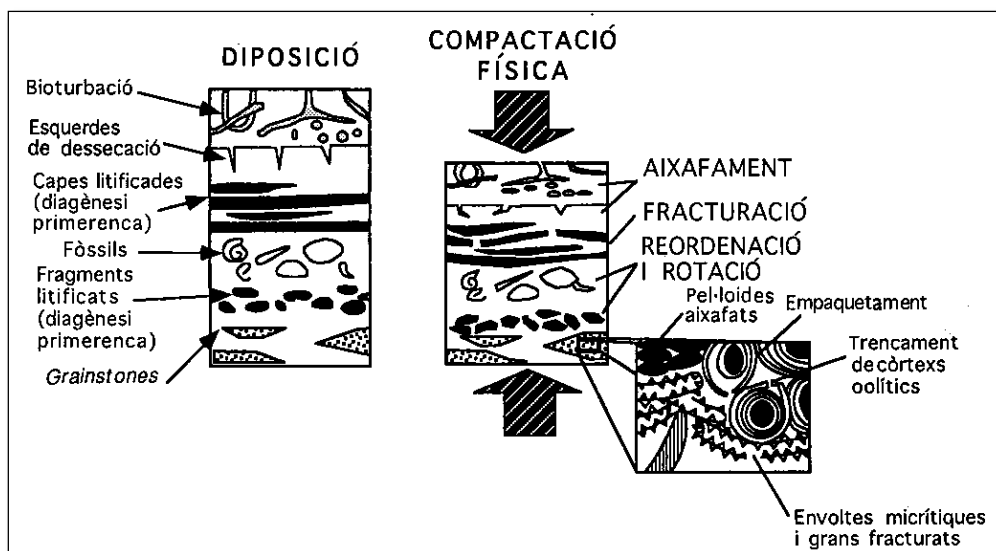


Figura 6.49. Estructuras y texturas producidas por una compactación mecánica. Fuente: Choquette y James, 1987 en Giménez y Taberner, 1997.

En definitiva, podemos afirmar que la compactación mecánica se asocia a la deshidratación, reducción de la porosidad y reducción significativa del espesor del sedimento. La compactación inicial se caracteriza por sufrir tres fases: 1) deposición de los granos de sedimento, deshidratación y cambio en las densidades de empaquetamiento. En ésta fase se da una reducción del 75-80% del sedimento de la porosidad original. 2) Compactación y deshidratación del fango carbonatado. En ésta fase la porosidad se reduce un 40% y se reorientan los granos. 3) Deformación plástica de los granos. La micrita puede estar presente en zonas protegidas (Flügel, 2004).

Los procesos durante las fases 1 y 2 se pueden dar en momentos de enterramientos de sólo un metro. La compactación, reduciendo el espesor hasta la mitad y la pérdida del 50-60% de la porosidad inicial, necesita enterramientos de cómo mínimo 100 m de profundidad.

Los tipos de contactos de los granos nos pueden informar de la fase de compactación en la que se halle la roca (Taylor, 1950 en Flügel, 2004). Contactos de los granos en punta nos indica una fase de compactación inicial. Los contactos tangenciales un incremento de la misma. Contactos suturados y cóncavo-convexos nos informan de una presión-disolución en los contactos de los granos que se puede dar también en la compactación química, por lo que estaríamos en una fase de mayor profundidad de enterramiento (**figura 6.50**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

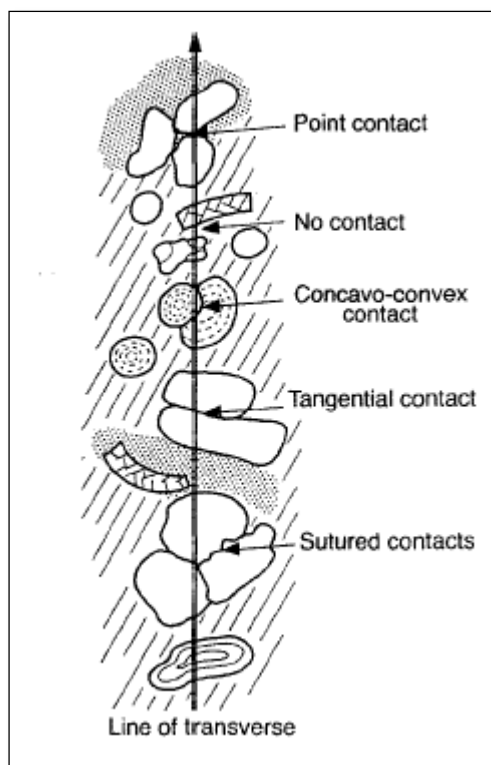


Figura 6.50. Descripción de los tipos de contactos entre los granos. La línea transversa es la manera de cuantificar los diferentes tipos de contactos entre granos. Esta línea tiene que ser vertical a la estratificación (Taylor, 1950 en Flügel, 2004).

Siguiendo a la compactación mecánica muchos sedimentos están sujetos a la **compactación química** como consecuencia del aumento de la solubilidad mineral al aumentar la presión. Dicha compactación consiste en la disolución preferencial en los puntos o zonas de la roca donde la presión es mayor, es decir, en contactos intergranulares y estilolitos (**figura 6.51**). Los estilolitos son superficies más o menos dentadas, cubiertas por material relativamente insoluble (arcilla, materia orgánica, cuarzo, etc.), a través de las cuales se produce una disolución significativa de la roca (Bathurst, 1987).

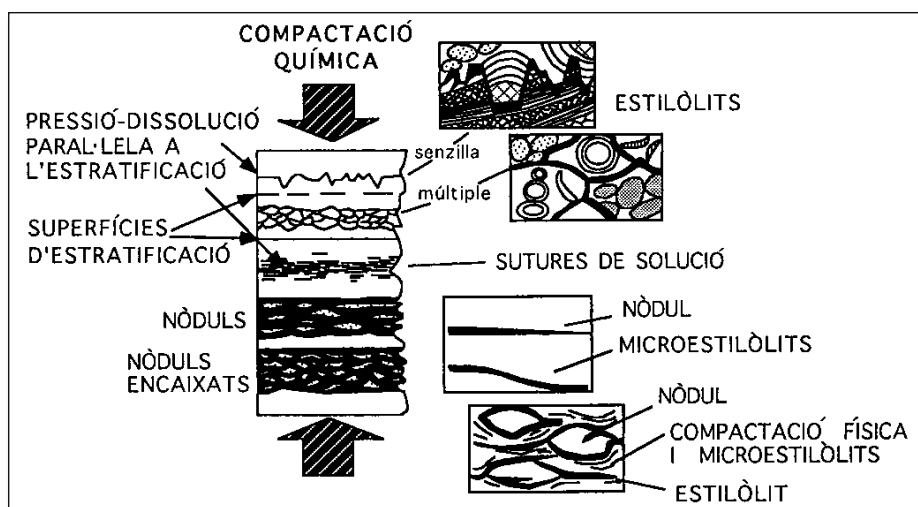


Figura 6.51. Efecto de la compactación química en los sedimentos. Fuente: Choquette y James, 1987 en Giménez y Taberner, 1997.

6.8. ANÁLISIS MINERALÓGICOS COMPLEMENTARIOS

Sobre algunos componentes de la colección de referencia lítica y del material arqueológico, se han realizado análisis mineralógicos complementarios. Estos análisis han consistido en la observación de las muestras en el microscopio de escaneo electrónico (SEM) y la realización de Difracción y micro-Difracción de rayos- X (DRX y μ -DRX).

6.8.1. SEM/EDS



Figura 6.442. Microscopio SEM (FEI Quanta 600) empleado para la realización de análisis complementarios de caracterización mineralógica. Equipamiento del SRCIT-URV.

Algunas silicificaciones fueron observadas mediante SEM (FEI Quanta 600), a bajo vacío con una tensión de 20Kv, con el objetivo de examinar las superficies naturales de los nódulos, y obtener imágenes (100-500x) de la detección de electrones secundarios y retrodispersados mediante el software INCA (Oxford Instruments) (**Fig. 6.52**).

Por otro lado, la aplicación de análisis de Rayos X por microsonda (EDS) ha permitido la obtención de espectros de la composición química elemental (Monroe, 1964; Aubry, 1975).

6.8.2. DRX/ μ -DRX

Estas dos técnicas analíticas también se han empleado para la caracterización de los sílex mediante el empleo del equipamiento *Bruker-AXS D8 Discover/Siemens EM-10110BU D5000* (**figura 6.53**). Este análisis se basa en el principio de vibración de los electrones al interferir el haz de rayos X con los átomos, produciendo un patrón de difracción único para cada mineral (Folk y Weaver, 1952; Warren, 1969; Murata y Norman, 1976).

A partir de dichos patrones esta técnica permite diferenciar la textura, estructura y composición de los minerales de una muestra (Malyk-Selivanova *et al.*, 1998) y realizar análisis cuantitativos de los compuestos cristalinos mediante barridos de detalle (Método de *Rietveld*)

basados en el principio de que la intensidad de la difracción de una fase cristalina es proporcional a la cantidad de material (Rietveld, 1969; Tarriño, 2006).

Como complemento a esta técnica analítica también se han realizado análisis de μ -DRX, por resultar una técnica sencilla, rápida y no destructiva, basada en los mismo principio que la DRX, pero a partir de la cual se obtienen difracciones de áreas muy localizadas (de hasta 50 μ m) de la muestra.



Figura 6.53. Imagen del equipamiento de Difracción y μ -Difracción de Rayos X (SRCIT-URV).

6.9. COMPARACIÓN ENTRE EL MATERIAL GEOLÓGICO Y ARQUEOLÓGICO

6.9.1. INTRODUCCIÓN

La última fase del estudio será la comparación de los datos obtenidos de los análisis descriptivos mediante caracterización macroscópica, microscópica y análisis complementarios del material geológico con el arqueológico. A través de sus similitudes y divergencias podremos asociar un tipo de formación silíceo a un tipo de sílex arqueológico, con lo que podremos establecer las áreas fuentes de captación de los soportes líticos y, consecuentemente poder establecer sus rutas de movilidad en el territorio.

A partir de unos datos descriptivos sólidos, tanto de campo como del material estudiado, podremos realizar un gran número de estudios fuera de los dos principales ítems

mencionados, como pudiera ser el uso diferencial de la materia prima, las diferencias en las estrategias de producción, el reciclaje o almacenamiento, etc.

Por último, para poder tener una visión global de las dinámicas o estrategias de abastecimiento de los neandertales, podemos hacer varias comparativas: a nivel territorial, ya sea comparando el Abric Romaní con yacimientos de la Península Ibérica, el Mediterráneo europeo o el Sur de Europa; o a nivel diacrónico, comparando diferentes niveles del yacimiento (en este caso M, Oa y P) o con yacimientos del Paleolítico Medio de diferentes cronologías.

6.9.2. ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA

Una vez realizada la adscripción del registro arqueológico a los tipos y subtipos silíceos muestreados en el territorio, a través de la estadística descriptiva mediante tablas de contingencia, se analizaron varios datos como cuantificar la representación en el registro arqueológico de los diferentes tipos de materias primas; la determinación de la procedencia de los afloramientos primarios/subprimarios de los de origen aluvial/coluvial; las abundancias silíceas de cada tipo en el territorio; o los porcentajes de distribución de los distintos tipos silíceos en los niveles arqueológicos.

6.9.3. TEST DE DISTRIBUCIÓN (CHI-CUADRADO)

Los resultados de la determinación de las materias primas empleadas han sido sometidos a un test de distribución mediante la prueba del Chi-cuadrado (χ^2). Con este test se comparan los datos observados, es decir, la representación arqueológica por tipos silíceos, respecto a unos datos teóricos, en nuestro caso las abundancias silíceas en el territorio, que una muestra debería presentar para que su distribución fuera considerada normal.

La aplicación del Chi-cuadrado ha tenido como objetivo determinar si la presencia de los tipos silíceos en los niveles arqueológicos estudiados (M, Oa y P) en relación a un hipotético radio de forrajeo de 10 km corresponden a una causa aleatoria o no (Terradas, 1995; Tarriño, 2006; Soto, 2015).

Para ello se realiza una tabla de contingencia para cada nivel estudiado en el que se incluye el número de efectivos para cada variedad de materia prima y los valores absolutos esperados de las materias primas según los radios de distancia, que en este caso son tres: menos de 10 km, entre 10 y 30 km y de 0-30 km. Conocido el valor observado para cada tipos de materia prima,

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

se estimó el número teórico de restos de materia prima que debería existir para que la distribución fuera normal. Éste cálculo se hizo mediante la fórmula siguiente:

nº de tipo de materia prima teórica= % de la abundancia cartográfica de la materia prima en el radio de distancia*total del material en el nivel*0,01

Si tomamos como ejemplo el nivel M con 3.434 restos y queremos saber el número teórico de sílex de la Panadella que tendríamos en un radio de 10 a 30 km, sabiendo que el porcentaje de ésta silicificación en el territorio de 10-30 km es del 0,36% la fórmula sería:

$$\text{nº del tipo PAN teórico} = 0,36 * 3434 * 0,01 = 12$$

Así sabemos que según la abundancia cartográfica del tipo sílex PAN en el nivel M su aporte esperado es de 12. Como el valor observado en el registro arqueológico es 68, de entrada podemos decir que la hipótesis nula, que lo esperado y lo observado sea lo mismo, no se cumple. Además podemos saber también si el conjunto observado está sobrerrepresentado (+) o infrarrepresentado (-), en el caso que tenga un valor mayor o menor al esperado o teórico. Como este dato teórico no es comparable al resto de observaciones realizadas en el conjunto, debemos aplicar la ecuación del Chi-cuadrado para las matrices de datos observados y teóricos, en donde O corresponde al dato observado y T al dato esperado o teórico:

$$\chi^2 = \sum (O-E)^2 / E$$

La idea es que, cuanto menor sea el valor del estadístico χ^2 , más coherentes serán las observaciones obtenidas con los valores esperados. Por el contrario, valores grandes de este estadístico indicarán falta de concordancia entre las observaciones y lo esperado. En este tipo de contraste se suele rechazar la hipótesis nula (los valores observados son coherentes con los esperados) cuando el estadístico es mayor que un determinado valor crítico. Dicho valor viene dado según el grado de libertad (se calcula multiplicando el nº de filas de la matriz que utilices -1 por el nº de columnas de las matriz que utilices -1) y el grado de significación (que por norma suele ser 0,05). Los valores críticos del Chi-cuadrado son consultables en las tablas de puntos porcentuales de la distribución del Chi-cuadrado (Shennan, 1992).

6.9.4. CÁLCULO DE LA VARIABLE ESTANDARIZADA (Z-SCORE)

Con la intención de poder comparar los diferentes niveles arqueológicos estudiados, los cuales presentan una cantidad de restos líticos muy diversa entre ellos, es necesario homogeneizar los datos mediante el cálculo de la variable estandarizada, normalizada o Z-Score. Este cálculo

permite comparar los datos independientemente del tamaño de las muestras y no interfiere en los perfiles de variación. El valor de Z-Score se obtiene calculando el total de restos de un tipo de materia prima (x) menos la media de todos los tipos de materia prima (μ), dividida por la desviación típica del total del conjunto (σ). La ecuación es la siguiente:

$$\text{Z-Score} = \frac{x - \mu}{\sigma}$$

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

7. RESULTADOS

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

7.1 INTRODUCCIÓN

En este apartado presentamos los resultados de las silicificaciones localizadas y muestreadas en el territorio prospectado (**figura 7.1**). Para cada tipo de silicificación se le ha dado un nombre en función del afloramiento tipo (ejemplo: Sílex de Cal Perdut). En primer lugar situaremos y describiremos los afloramientos silíceos, para después describir su roca encajante, el modelo deposicional de la formación, la abundancia cartográfica de las silicificaciones en el territorio, la descripción macroscópica y microscópica del sílex y su representación en el registro arqueológico del Abric Romaní (niveles M, Oa y P).

Una parte importante de los resultados tiene que ver con la caracterización petrográfica del sílex con la intención de establecer su procedencia geológica y geográfica.

Para presentar los datos nos basaremos en la teoría del radio de forrajeo presentado por Binford (1980). Se entiende por modelo de forrajeo las estrategias de explotación territorial de grupos de cazadores-recolectores basados en un abastecimiento diario y una elevada movilidad de tipo residencial (Binford, 1980; 1982; 2001).

Es decir, presentaremos los afloramientos en función de la proximidad al Abric Romaní y si éstos están presentes en un radio de hasta 10 km¹ o entre 10 y 30 km, que es el límite establecido para el presente estudio según datos arqueológicos de gran variedad de yacimientos del Paleolítico medio de Europa occidental y la zona mediterránea (Tavoso 1984; Geneste 1988; 1989 y 1992; Meigne 1988; Turq 1989; 1990; Féblot-Augustins, 1993, 1999a, 1999b; Ortega y Maroto, 2001; Zilhao, 2001; Bicho, 2004; Manzano *et al.*, 2005; Negrino *et al.*, 2005; Burke, 2006; Fernandes *et al.*, 2008; Ríos, 2008; Galván *et al.*, 2009; Di Modica, 2010; Peresani, 2011; De la Torre *et al.*, 2013; Eixea *et al.*, 2014; Garralda *et al.*, 2014; Grimaldi y Santaniello, 2014; Willson y Browne 2014; Willson *et al.*, *in press*) y de los estudios etnológicos recogidos por Binford (1979; 1982; 2001), a través de la recopilación de los trabajos realizados por diversos autores sobre grupos de cazadores-recolectores actuales, con la intención de modelizar la explotación territorial a través del registro arqueológico (**figura 7.2**).

¹ Binford (1982; 2001) establece una media para el radio de forrajeo de 8,46 km. En nuestro estudio esta distancia será superada, estableciendo un radio medio de 10 km.

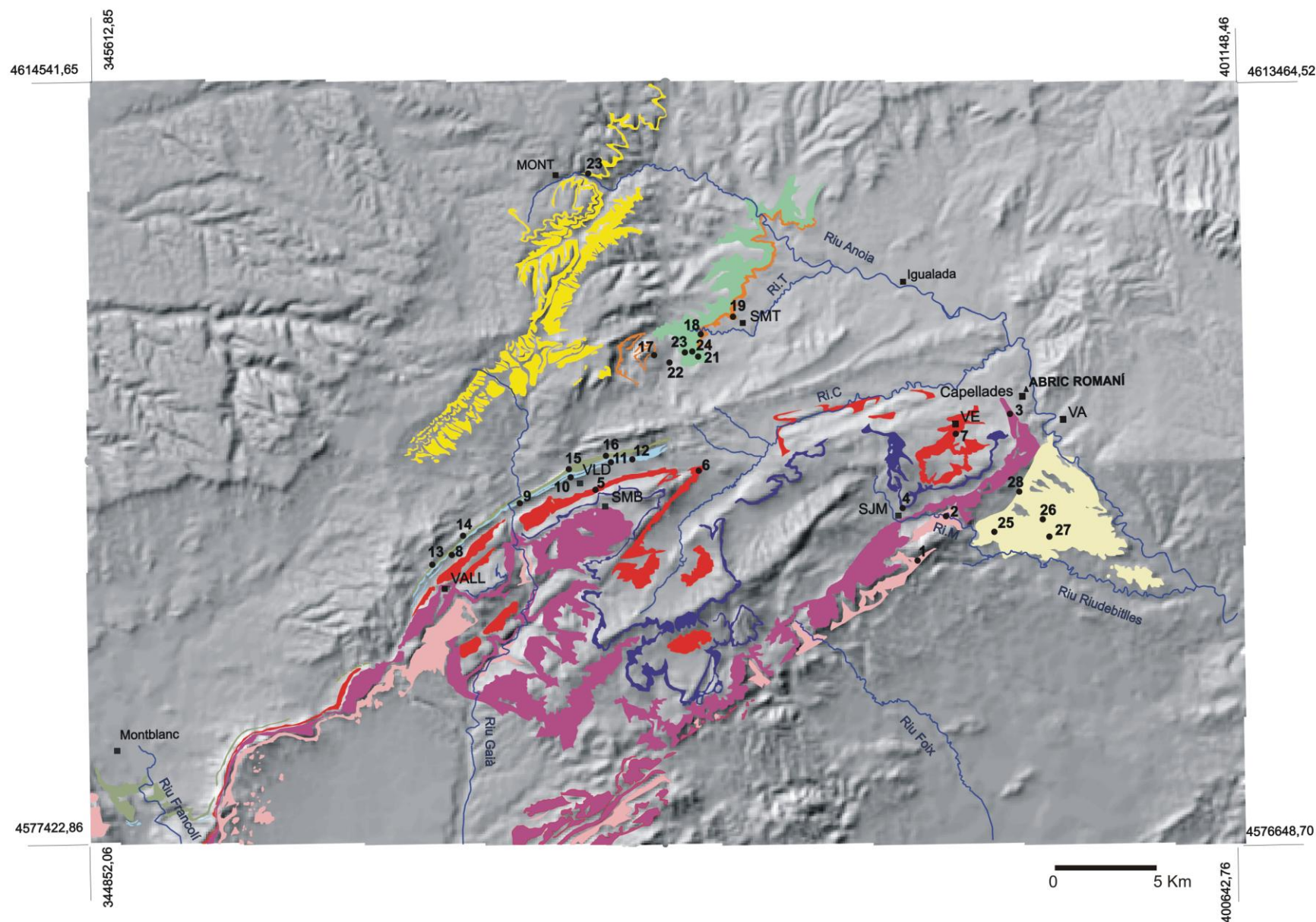


Figura 7.1. Mapa de situación de los afloramientos prospectados con silicificaciones. Superposición del modelo digital de elevación del terreno (1:50.000) con las formaciones geológicas con silicificaciones y los afloramientos localizados. **Municipios:** **MONT**, Montmaneu; **SJM**, Sant Joan de Mediona; **SMB**, Sant Magí de Brufaganya; **SMT**, Sant Martí de Tous; **VA**, Vallbona d'Anoia; **VALL**, Vallespinosa; **VE**, Vilanova d'Espoia; **VLD**, Valldeperes; **Rieras:** **Ri.C**, Riera de Carme; **Ri.T**, Riera de Tous; **Ri.M**, Riera de Mediona.

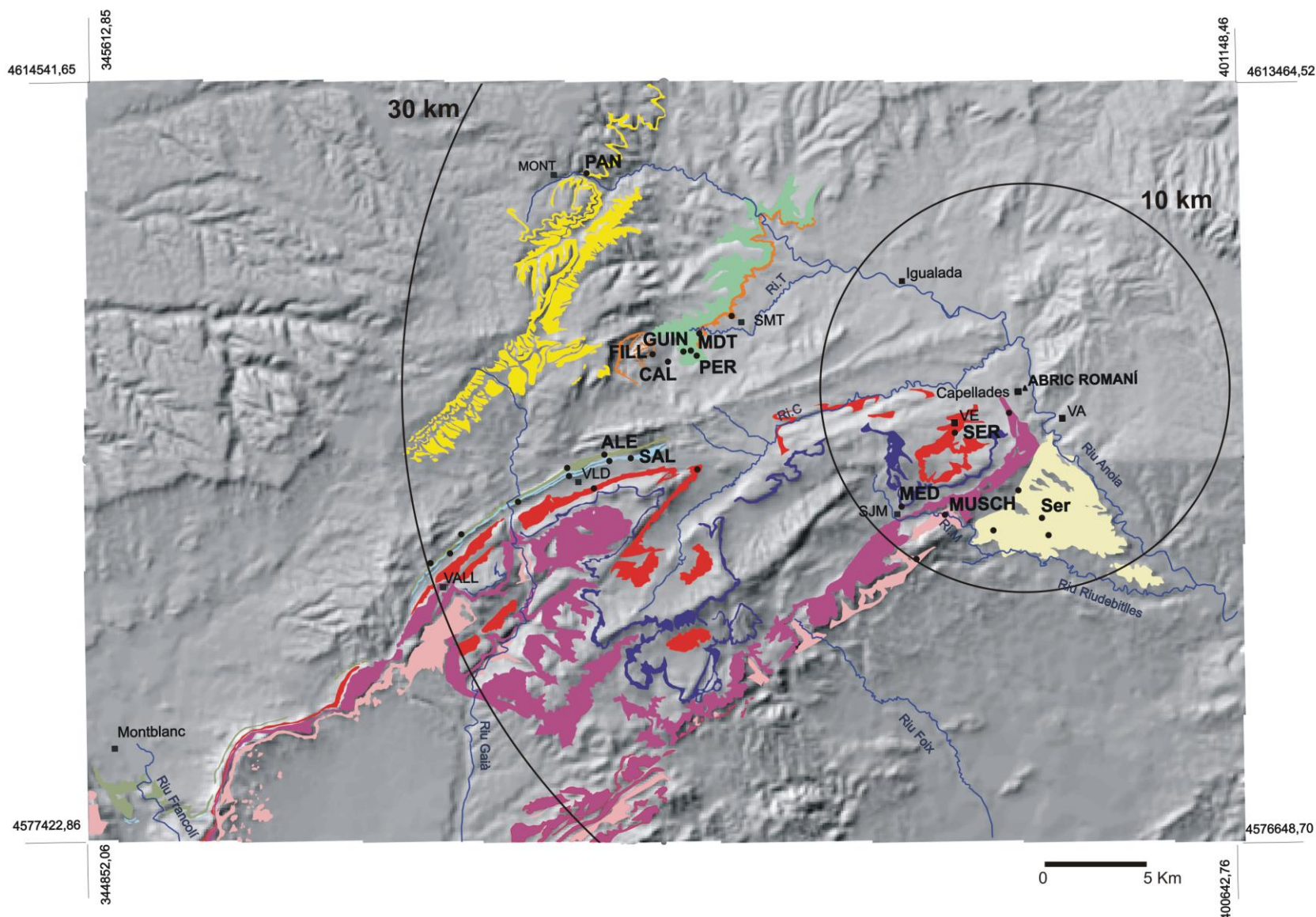


Figura 7.2. Mapa de situación de los afloramientos prospectados con silicificaciones con los radios de acción de 10 km y 30 km. Superposición del modelo digital de elevación del terreno (1:50.000) con las formaciones geológicas con silicificaciones y los afloramientos localizados. Localidades de silicificaciones tipo: **ALE**, Ca l'Alemany; **CAL**, Cal Calaf; **FILL**, Fillol; **GUIN**, Guinardera; **MED**, Mediona; **MDT**, Mas de Tous; **MUSCH**, Muschelkalk; **PAN**, Panadella; **PER**, Cal Perdut; **SAL**, Cal Salvat; **SER**, La Serra. Municipios: **MONT**, Montmaneu; **SJM**, Sant Joan de Mediona; **SMT**, Sant Martí de Tous; **VA**, Vallbona d'Anoia; **VALL**, Vallespinosa; **VE**, Vilanova d'Espoya; **VLD**, Valldeperes; Rieras: **Ri.C**, Riera de Carme; **Ri.T**, Riera de Tous; **Ri. M**, Riera de Mediona.

7.2. TIPOS SILÍCEOS

7.2.1. SÍLEX DE LA SERRA

Sílex de reemplazamiento de calizas lagunares y margas yesíferas. En la **tabla 7.1** presentamos el resumen de los principales caracteres del sílex de la Serra.

TIPO SÍLEX	Nº DE PIEZAS	PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS		AFLORAMIENTOS Mapa Figura 7.1	ORIGEN LITOLÓGICO
		MACROSCÓPICAS	MICROSCÓPICAS		
SER	46 (M) N=46	<p>-<u>Textura fina</u></p> <p>-<u>Coloraciones grises</u> (5B 7/1 Light Bluish Gray; 5R 4/2 Grayish red; 5GY 6/1 Greenish Gray; 5Y 4/1 Olive gray) y marrones (5YR 4/1 Brownish Gray)</p> <p>-Transparencia opaca</p> <p>-<u>Macrofósiles</u> (gasterópodos y calciesferas). Aún más visibles por la pátina.</p> <p>-Relictos evaporíticos</p> <p>-<u>Textura tipo mudstone-wackestone</u></p> <p>-Algunas estructuras sedimentarias en forma de laminaciones</p> <p>-Rasgos posdiagenéticos; abundante pátina gris (N8 Very Light Gray)</p> <p>Sin fisuras</p>	<p>-La asociación es mediante LD debido a la pátina generalizada.</p> <p>-Microcuarzo en matriz (55%)</p> <p>-Megacuarzo (2%) y calcedonita (3%) como cemento</p> <p>porosidades móldicas.</p> <p>-Yeso secundario ext. no uniforme (20%)</p> <p>-Yeso primario lenticular (5%)</p> <p>litofacies gipsilitita.</p> <p>-Carbonatos esparíticos (5%) prev. silicificación de 50µm diseminados por la matriz</p> <p>-Óxidos de hierro (10%)</p>	La Serra [7] Colomines [6] Masia de les Fonts [5] Canaletes [26]	CALIZAS

Tabla 7.1. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Serra (SER), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.

7.2.1.1. Localización geográfica

El sílex de la Serra se localiza dentro de la Fm. Sta. Càndia (Cuisiense, Eoceno medio) y su formación secundaria correspondiente a la Serie de la Guixera (Plioceno). La Fm. Sta. Càndia ocupa una extensa área que va desde el norte de Vallespinosa hasta Vilanova d'Espoia, transcurriendo paralela a la cordillera Prelitoral hasta llegar a la falla del *Congost de Capellades*. En toda esta zona hemos localizado sílex sólo de manera puntual. La Serie de la Guixera presenta un esquema cartográfico de forma triangular, limitado al NE por el río Anoia, al SW por el río Riudebitlles, al E por la confluencia de los dos ríos y al NW por la falla de la fosa del Penedès.

Los afloramientos descritos son cuatro, que de W a E y por tanto, de más lejano a más cercano al Abric Romaní, son: Masia de les Fonts (St. Magí de Brufaganya, Pontils, Conca de Barberà) [5], Les Colomines (Sta. Maria de Miralles, Anoia) [6], La Serra (Vilanova d'Espoia, Anoia) [7] y carretera C-15 (Canaletes) [26] (figura. 7.3).



Figura 7.3. a) Afloramiento silíceo de la Masia de les Fonts. b) Afloramiento de La Serra. c) Afloramiento de Les Colomines. d) Imagen general del afloramiento secundario de Canaletes. e) Detalle de un canto silíceo en el conglomerado de Canaletes.

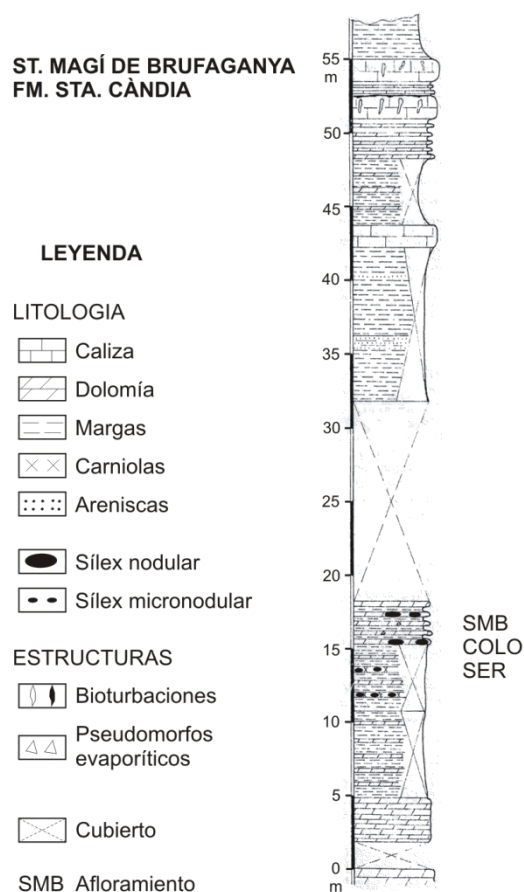


Figura 7.4. Columna estratigráfica tipo de la formación Sta. Càndia. Carretera TV-2012. Km. 1'2 (St. Magí de Brufaganya). Modificado de Anadón, 1978.

La columna estratigráfica tipo para la formación primaria donde se localizan los diferentes afloramientos fue realizada por Anadón (1978) en el corte de St. Magí de Brufaganya. Ésta muestra una secuencia en la que a base se define la Fm. Orpí, constituida fundamentalmente por una alternancia de niveles margosos y lutíticos con calizas y dolomías, en las que localmente se intercalan delgados niveles de areniscas. En algunos tramos los niveles de calizas y dolomías presentan pseudomorfos evaporíticos. A techo, aparecen los niveles de lutitas rojas correspondientes a los niveles basales de la formación Carme. Entre éstas dos formaciones se localiza la Fm. Sta. Càndia, con un espesor en el lugar de 55 m. En un tramo, sobre los 12 y los 18 m, aparecen nodulizaciones síliceas con unos porcentajes de abundancia en relación a su

encajante del 1%. Asociadas a un nivel de margas, carniolas y calizas, localmente dolomías, donde el sílex aparece en las carniolas en forma de nodulitos de pequeñas dimensiones (milimétricos). Y también en un nivel de dolomías con pseudomorfos evaporíticos, margas y carniolas amarillentas con sílex brechoide que puede llegar a alcanzar tamaños decimétricos, y donde situamos los afloramientos citados (SER, COLO y SMB), (**figura 7.4**).

7.2.1.2. Afloramientos

La Serra [7]

Es el afloramiento que establecemos como tipo para el sílex de la Serra [7]. Este afloramiento se localiza en el pueblo de Vilanova d'Espoia en el vecindario que da nombre al afloramiento: la Serra (SER). Es el punto más próximo al yacimiento del Abric Romaní, a una distancia de 4,4 km (**véase figura 7.1 y 7.2**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETSR89) son:

La Serra [7]: 387110.9E; 4596417.2N

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Según el corte geológico realizado en la zona (**figura 7.5**), a base tenemos la formación Orpí del Ilerdiense de dolomías y calizas con alevolinas. Por encima se localiza la formación Sta. Càndia (Cuisiense) con las margas y arcillas alternando con calizas localmente dolomías con pseudomorfs de yeso y algún nivel con sílex. El espesor real calculado para esta formación en la zona es de 135 m, con una ratio muy baja en sílex (1%). A techo aparece la formación Carme, compuesta por arcillas y areniscas con algunos yesos, del Luteciense.

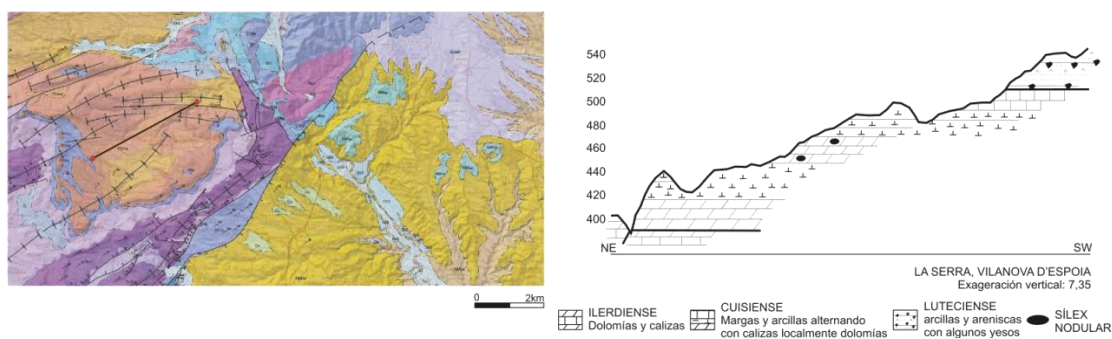


Figura 7.5. Corte geológico de la zona de la Serra (Vilanova d'Espoia). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Les Colomines [6]

Este afloramiento se localiza en el camino que transcurre paralelo a la riera de les Colomines, a escasos metros del Km. 48 de la carretera C-37 en la ladera septentrional de la Serra del Pinyol [6]. El afloramiento se sitúa en el municipio de Sta. Maria de Miralles, concretamente al SW del mismo, en el vecindario del que toma el nombre el afloramiento: les Colomines. Dicho afloramiento dista del Abric Romaní de 16,7 km (**véase figura 7.1**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Colomines [6]: 374594E; 4594858N

El corte geológico de esta zona nos muestra una sucesión estratigráfica con un fuerte buzamiento (40°-60°) que a base presenta la facies Keuper del Triásico formadas por margas y calizas margosas. Posteriormente, una pequeña unidad del Paleoceno superior, la formación Mediona del Thanetiense superior, la cual no aparecía en el corte anterior (SER). Seguidamente, aflora el Ilerdiense de la formación Orpí con las calizas y dolomías con aveolinas. Y por encima aflora el Cuisiense de la formación Sta. Càndia donde localizamos las silicificaciones, que presentan un porcentaje muy escaso en relación a su encajante: el 1%. El espesor calculado para la zona es de 80 m. A techo aparece la formación Carme, de edad Luteciense, con arcillas y areniscas con algunos yesos (**figura 7.6**).

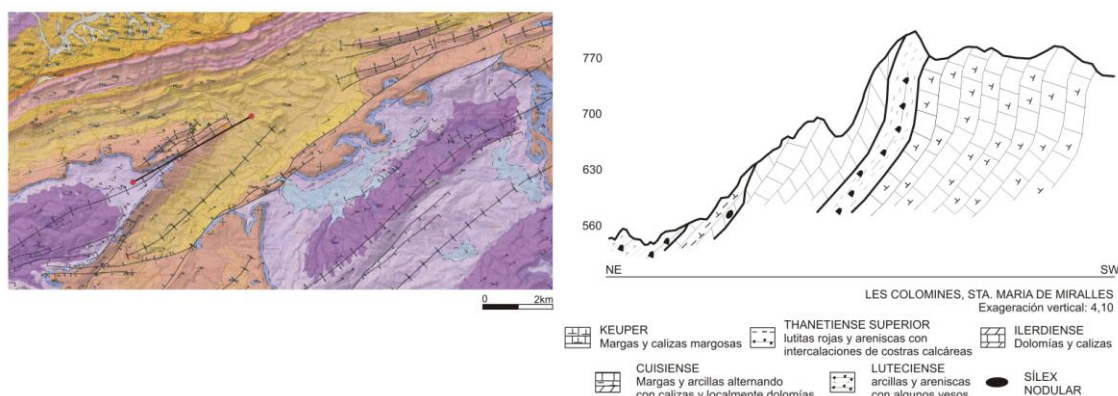


Figura 7.6. Corte geológico de la zona de Les Colomines (Sta. Maria de Miralles). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Masia de les Fonts [5]

Afloramiento situado en la carretera que lleva a la ermita de St. Magí de Brufaganya. Se localiza en el margen derecho de la carretera TV-2012 sobre el km.1, a la altura de la Masia de les Fonts [5]. Se localiza a una distancia del Abric Romaní de 21,6 km (véase Figura 7.1). Sus coordenadas UTM (ETRS89) son:

Masia de les Fonts [5]: 369661.7E; 4593884.7N.

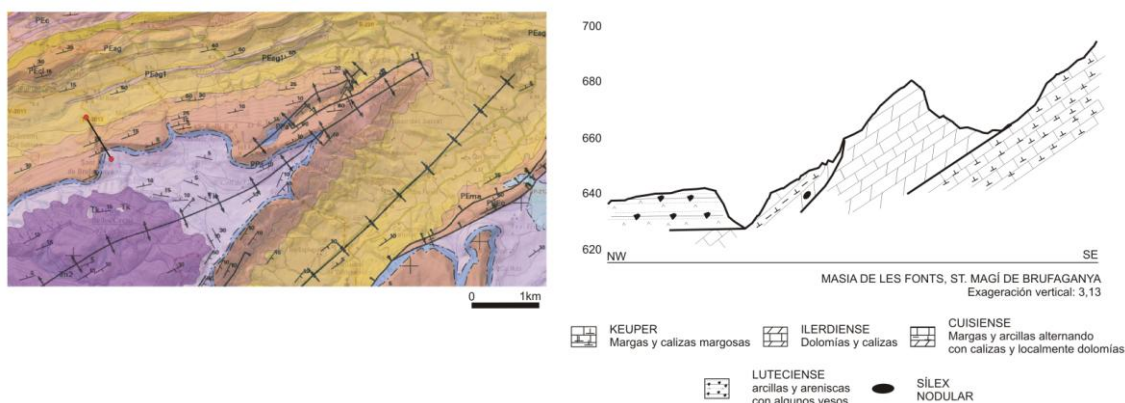


Figura 7.7. Corte geológico de la zona de la Masia de les Fonts (St. Magí de Brufaganya). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

El corte geológico de esta zona nos muestra la siguiente sucesión estratigráfica (**figura 7.7**): a base las facies Keuper del Triásico formadas por margas y calizas margosas, seguido de la formación Orpí (Ilerdiense) con las calizas y dolomías con aveolinas; por encima aflora el Cuisiense de la formación Sta. Càndia donde localizamos las silicificaciones y a techo el Luteciense de la formación Carme de arcillas y areniscas con algunos yesos. El porcentaje de silicificaciones para dicha formación en este punto es del 1% en relación a su encajante. El

espesor calculado para la zona es de 46m. El buzamiento es bastante acusado (20%) para las unidades geológicas que no corresponden al Luteciense.

Carretera C-15 Canaletes [26]

El afloramiento de Canaletes (CAN) [26] se sitúa en el km. 31 de la carretera C-15 a su paso por el municipio de Canaletes, del que recibe el nombre. La distancia al Abric Romaní es de 6,4 km (véase figura 7.1). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Canaletes [26]: 391057.8E; 4592308.6N

El corte geológico nos muestra a base el Mioceno del Serravalliense de arcillas rojas, arenas y margas arenosas, seguido tenemos los conglomerados de la Serie la Guixera que acaban en la falla del Penedès que hace aflorar el Cambroordoviciense/Ordoviciense de pizarras micáceas y pizarras arenosas grises azuladas con lechos de cuarcitas (figura 7.8).

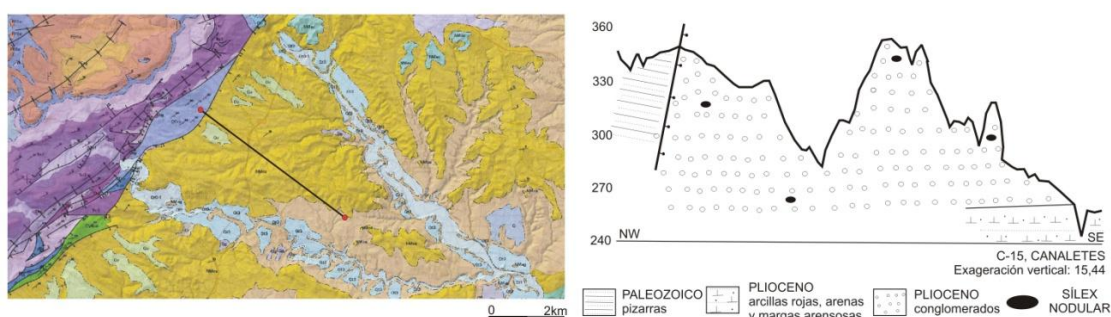


Figura 7.8. Corte geológico que pasa por el km. 31 de la C-15 (Canaletes). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Gallart (1981) denomina a esta unidad de manera informal como conglomerados de Riudebitlles. Se trata de conglomerados en bancos y algunos lentejones que pasan a arenas de grano grueso en algunos sectores distales, intercalados entre paquetes lutíticos rojos con abundantes indicios de actividad edafogénica. Las acumulaciones conglomeráticas muestran un gran predominio de elementos calcáreos procedentes del Triásico de la Cordillera Prelitoral y del Paleógeno marino del borde de la depresión del Ebro (Gallart, *Op. cit.*), en menor medida pizarras mal lavadas de la Cordillera Prelitoral y sílex. Según Gallart (*Op. cit.*) dichos sílex tendrían un origen en las facies del Muschelkalk, pero por los análisis petrográficos efectuados, podemos confirmar que su origen son las formaciones del Paleógeno continental del borde de la depresión del Ebro.

Para la Serie la Guixera en esta zona se le ha calculado un espesor del orden de 100 m. La ratio de representación silíceo se ha estimado en un rango de 1% de la superficie aflorante.

7.2.1.3. Roca encajante

Las rocas encajantes muestreadas en los afloramientos del Sílex de la Serra muestran dos variedades, que se diferencian por su mayor o menor conservación de la textura deposicional primaria. Las encajantes de la Serra [7] y Colomines [6] conservan mayoritariamente su textura original, mientras que la de la Masia de les Fonts [5] no, considerándola un carbonato cristalino (Dunham, 1962).

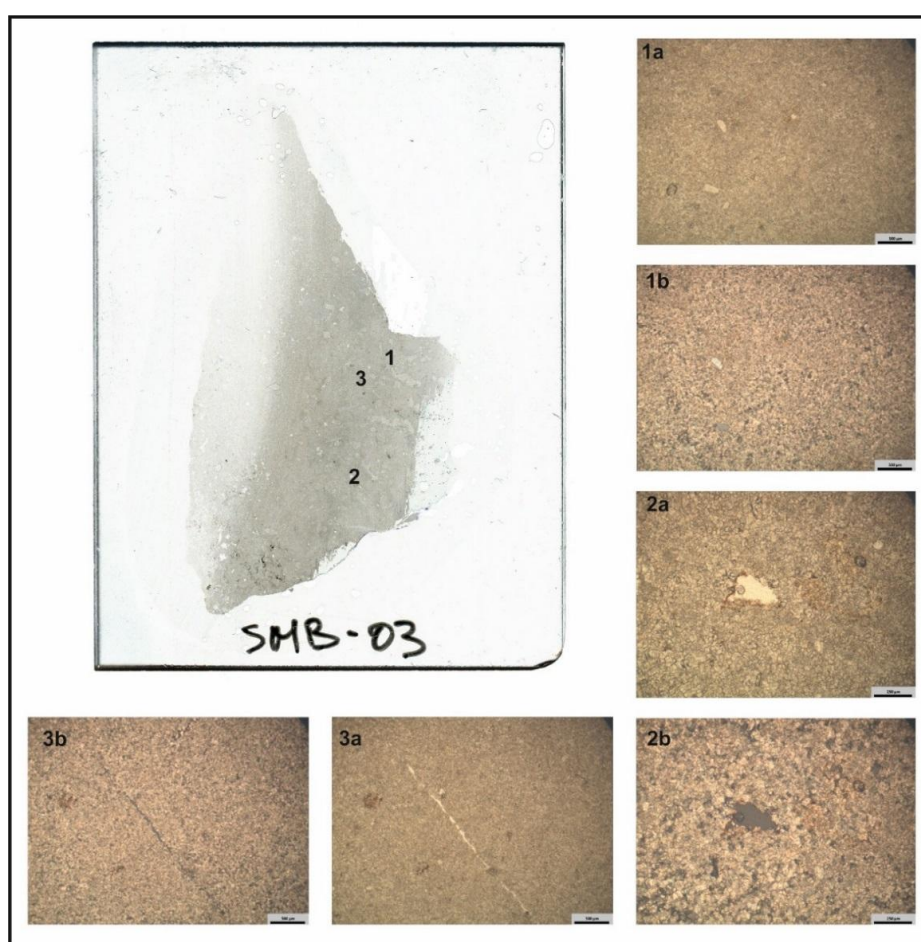


Figura 7.9. 1a y 1b) Aspecto textural de la roca encajante formada por cemento esparítico y relictos de matriz microesparítica con intraclastos [PP y PC]. Las figuras 2 y 3 muestran en luz PP y PC dos tipos de porosidades: vacuolar (2) y de fractura (3).

En relación a la roca encajante del subtipo SMB el análisis petrográfico muestra una litofacies carbonatada de tipo carbonato cristalino. Las muestras están compuestas por cemento esparítico en mosaico (70%), que borra casi por completo la textura deposicional original. Como textura primaria se describe microesparita (20%), que envuelve los intraclastos en forma de detríticos de cuarzo (1%) y feldespatos (1%) de medidas aproximadas de 100 µm. Como

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

mineral accesorio, presenta hematites fina (2%) envolviendo los detríticos y porosidades móldicas o vacuolares (2%). También presentan porosidades de tipo fractura (3%) (**figura 7.9**).

A pesar que actualmente esta roca se define como un carbonato cristalino, la textura deposicional primaria podría clasificarse como una intramicrita (*mudstone-wackestone*), al conservarse, puntualmente, algo de matriz microesparítica y algunos intraclastos formados por detríticos de cuarzo y feldespato.



Figura 7.10. Textura deposicional donde se observan intraclastos, peloides y bioclastos (**1**, **2a** y **3** con PP y **2b** con PC). **4** y **5**) Con polarizadores cruzados muestra el proceso de silicificación que está obliterando la textura carbonática (**4**) y en la que entra como cemento de una estructura de disolución tipo *vug* donde se conservan los relictos evaporíticos en forma de lenticulas y pseudomorfos de yeso (**5**).

La otra variedad de encajante es la que se da en los afloramientos de Colomines [6] y la Serra [7]. El análisis petrográfico presenta una roca carbonatada de tipo *wackestone* con una abundancia de granos no esqueléticos en forma de intraclastos (20%), peloides (10%) y agregados (10%), con una presencia destacada de bioclastos en forma de foraminíferos (5%).

La matriz es micrita (13%), a pesar que también presenta cemento esparítico (35%) como resultado de antiguas porosidades por disolución (*vugs*), fracturación y bioturbación (*burrows*). Presenta lenticulas de yeso secundario (2%) probablemente asociadas a una litofacies primaria lenticular gipsilutítica. Algunas lenticulas son pseudomorfos cementados por microcuarzo. Probablemente los relictos evaporíticos corresponden a la textura deposicional primaria previa a la carbonatación (**figura 7.10**).

7.2.1.4. Modelo deposicional

Caracterizada por ser una fase de regresión marina, los depósitos en los que se han localizado silicificaciones son de origen continental y en el dominio meridional, que es el caso, lo forman materiales detríticos finos, carbonáticos y evaporíticos. Algunos bancos calcáreos muestran señales de edafogénesis y emersiones, evidenciando las características someras de los ambientes lacustres donde se depositaron (nodulización, trazas de raíces, etc) (Anadón, 1978; Anadón y Marzo, 1986). En general, los ambientes deposicionales corresponden a *lagoons* calcáreos y zonas lacustres de agua dulce, siendo los primeros más abundantes en la zona de Sta. Cànria-Carme como nos muestran las calizas de la zona de la Serra (SER) con la presencia de foraminíferos y peloides. En la zona de St. Magí-Vallespinosa posee unas características más lacustres de agua dulce, las cuales no han podido ser reconocidas ante la no conservación de la textura deposicional primaria del encajante (SMB).

7.2.1.5. Abundancia cartográfica

Si tenemos en cuenta el radio de 10 km el sílex de la Serra se localiza en dos afloramientos: La Serra [7] y Canaletes [26]. A pesar de su mismo origen primario, al ser dos formaciones geológicas diferentes cartográficamente, presentaremos los resultados de abundancia por separado con la intención de objetividad máxima. La formación geológica de Sta. Cànria en este radio ocupa un área de 68.642,1 ha. El espesor total se sitúa en los 135 m de potencia. El espesor observable de la roca encajante en el afloramiento de La Serra es de 3 m. La abundancia sílicea para el territorio es de 76,3 ha. lo que representa un 0,1% del total de la formación. En el caso de la Serie de la Guixera ocupa un área de 1.743.696,3 ha. El espesor total es de 824 m de potencia. El espesor observable de la roca encajante es de 4 m. La abundancia sílicea para el territorio es de 846,4 ha. lo que representa un 0,05% del total de la formación. Contando con todas las formaciones geológicas que aportan materias primas locales en el radio de acción de 10 km, el sílex de la Serra para la formación Sta. Cànria

representa un **3,5%** del total de aporte de materias primas esperable y para la Serie de les Guixeres un **38,9%** del total.

Por el contrario, si establecemos el radio de 10 a 30 km, localizamos otros dos afloramientos para el sílex de La Serra: Colomines [6] y Masia de les Fonts [5], ambos de la Fm. Sta. Càndia y ninguno de la Serie de la Guixera, por lo que sólo nos centraremos en la formación primaria que presenta afloramientos para este radio. En dicho radio, la formación Sta. Càndia ocupa un área mayor a la anterior, siendo de 94.149,3 ha. El promedio del espesor total se sitúa en los 63 m y el aparente del encajante es de 3,5 m. La abundancia sílicea para este radio del territorio es de 261,5 ha, representando un 0,3% del total. Haciendo el mismo ejercicio, pero para un radio de 10 a 30 km, sólo tenemos el sílex, por lo que el aporte síliceo del sílex tipo Serra en relación a todas las formaciones geológicas que también aportan sílex es del **7,3%** del total.

En relación al posible aporte fluvial de dicho material, se han prospectado los cauces actuales de la riera de Carme a la altura del municipio de Carme, el río Anoia a su paso por el municipio de Pobla de Claramunt y el Bedorc, la riera Mediona en St. Quintí de Mediona y el río Riudebitlles a su paso por St. Pere de Riudebitlles y Torrelavit.

En el río Anoia (Pobla de Claramunt) se han contado 74 cantos en un m². Las litologías representadas son: calizas (64,9%), areniscas (13,5%), cuarzos (13,5%), esquistos (5,5%), margas (1,3%) y sílex (1,3%) (**figura 7.11**).



Figura 7.11. T0 del río Anoia a su paso por la Pobla de Claramunt.



Figura 7.12. T0 del río Riudebitlles a la entrada del pueblo de St. Pere de Riudebitlles.

En el caso del río Riudebitlles (St. Pere de Riudebitlles) se han contado 62 cantos en un m². Las litologías representadas son: calizas (91,9%), cuarzos (4,8%) y sílex (3,2%) (**figura 7.12**). Cabe mencionar que en la T2 de dicho río a la altura de Torrelavit y St. Quintí de Mediona, en un trabajo precedente (Gómez de Soler, 2009), mencionamos la presencia de sílex, aunque escaso, debido al desmantelamiento de los conglomerados del Plioceno de la Serie la Guixera.

5.2.1.6. Descripción macroscópica

A nivel macroscópico el tipo sílex de la Serra (SER) presenta una variedad de coloraciones grisáceas (5B 7/1 *Light Bluish Gray*; 5R 4/2 *Grayish red*; 5GY 6/1 *Greenish Gray*; 5Y 4/1 *Olive gray*), azules (5B 6/2 *Pale Blue*) y marrones (5YR 4/1 *Brownish Gray*). Es de aspecto mate y transparencia generalmente opaca, a pesar que los bordes en ocasiones son translúcidos. Su textura es fina al tacto. Como inclusiones suele presentar óxidos de hierro. La textura



Figura 7.13. Sílex de grano fino con gasterópodos de la variedad SER-01. Muestra: AR'01.niv.M.S43. nº 115.

sedimentaria, cuando es reconocible, nos muestra relictos evaporíticos en forma de pseudomorfos de yeso y, en menor medida, estructuras enterolíticas, así como la presencia de bioclastos (gasterópodos y calciesferas principalmente) confiriéndole una textura tipo *mudstone-wackestone* (Dunham, 1962). Como estructuras sedimentarias suele presentar laminaciones. Como rasgos postdiagenéticos no suelen presentar fisuras o diaclasas, pero si una

7.2.1.7. Descripción microscópica

El análisis petrográfico del tipo sílex de la Serra (SER) se caracteriza por una matriz de cuarzo microcristalino (55%), con megacuarzo isométrico en mosaico (2%) y cuarzo fibroso de elongación negativa (calcedonita) (3%) rellenando las porosidades móldicas. Los componentes no silíceos principales son el yeso secundario de extinción no uniforme (20%) y en menor medida, el yeso primario de hábito lenticular (5%) de litofacies gipsilutita/gispsarenita. La presencia de carbonatos previos a la silicificación también están presentes como esparita (5%) de un tamaño de 50 μm diseminados en la matriz. Como minerales accesorios se describen óxidos de hierro (10%) diseminados (**figura 7.14**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

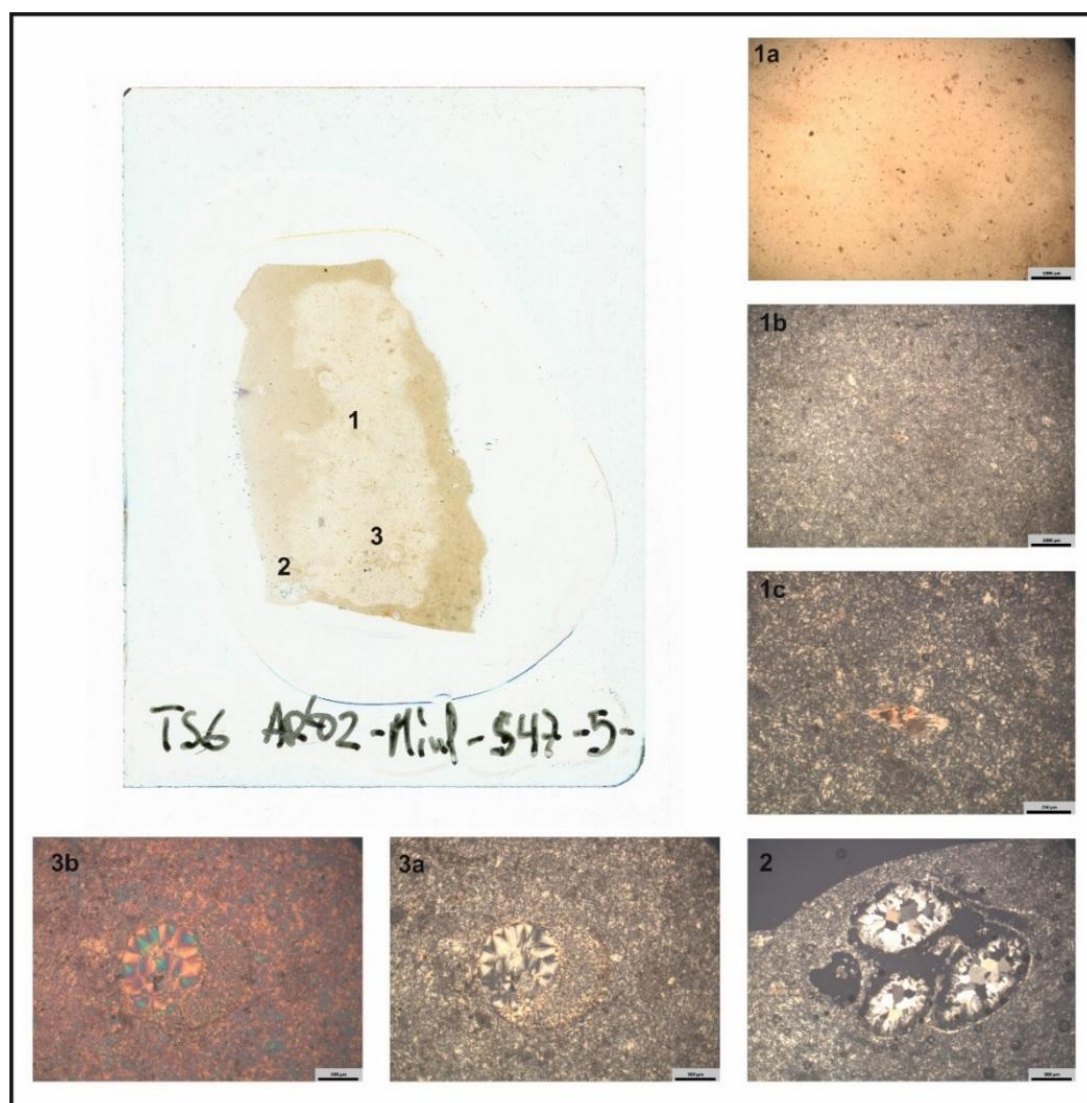


Figura 7.14. Con luz PP se observan los minerales accesorios como los óxidos de hierro y en menor medida los carbonatos (**1a**). Con luz PC textura del sílex con el cuarzo microcristalino y yeso secundario (**1b**), una lenticula de yeso (**1c**) y diferentes cementos de megacuarzo y cuarzo fibroso en la porosidad móldica (**2, 3a, 3b**). Con la cuña accesorio de 1λ observamos el cuarzo fibroso de tipo calcedonita.

Otras láminas delgadas de este sílex (**figura 7.15**) nos muestran un porcentaje de cuarzo microcristalino y criptocuarzo en torno al 60%, con un 2% de megacuarzo, como cemento de algunas antiguas porosidades de disolución. Como componentes no silíceos destaca el yeso secundario de variedad alabastrina (30%) con cristales subédricos y agregados microcristalinos y, en menor medida, en vetas. Muchos de estos yesos tienen un hábito lenticular que nos muestra una litofacies primaria gipsilutítica de fábrica lenticular. Hay presencia de anhidrita (1-3%) como prismas individuales (5-10 μm) desorientados. Como minerales accesorios presentan óxidos de hierro (5%) diseminados y en el contorno de los pseudomorfos de yeso. Como porosidades se describen *vugs* de disolución y una compactación química por presión-disolución con inicio de nodulización.

Las muestras con córtex nos muestran litofacies que no corresponden a la primaria, ya que está formada por grandes porosidades vacuolares en una matriz micrita con intraclastos y peloides definida como una textura *wackestone*, mientras que la silicificación muestra una textura deposicional primaria gipsilutítica de hábito lenticular.

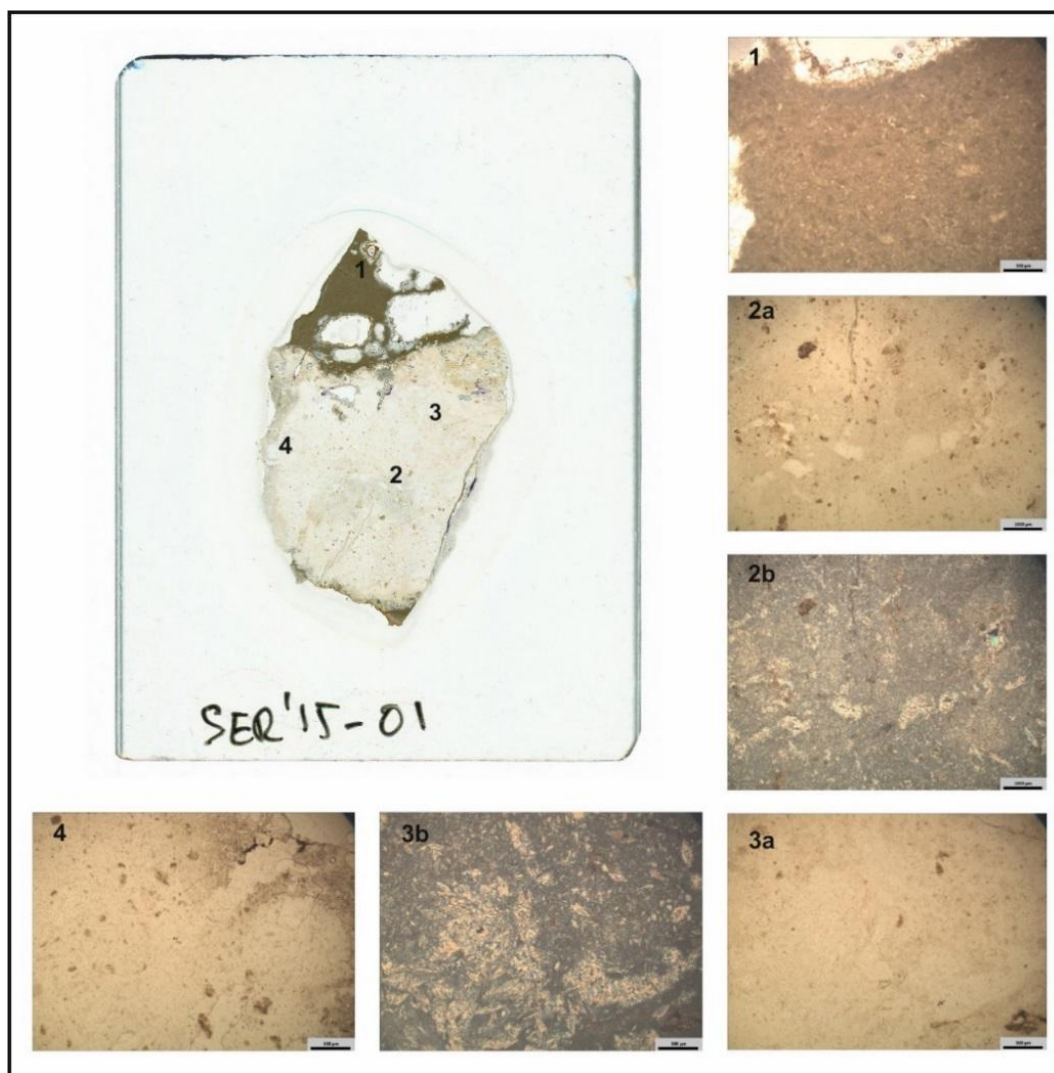


Figura 7.15. 1. Cortical formada por carbonato micrítico de textura *wackestone* con porosidades vacuolares (PP). Con luz PP estructuras de disolución en forma de nodulizaciones (4) y pseudomorfos lenticulares de yeso (2a y 3a). Con PC las lenticulas de yeso están diagenetizadas por yeso secundario (2b y 3b) y envueltas por una matriz microcristalina que ha borrado la matriz primaria gipsilutítica o micrítica.

5.2.1.8. Análisis complementarios

La difracción de Rayos-X de dos muestras pulverizadas de roca caja del sílex geológico de La Serra muestra la calcita como componente dominante y en menor medida cuarzo. (**figura 7.16** y **figura 7.17**). Los porcentajes de los minerales obtenidos para el encajante del afloramiento de la Serra son: 8.5% de cuarzo y 91.5% de calcita. En el caso del encajante silíceo del afloramiento de les Masia de les Fonts sus porcentajes son: 1.2% de cuarzo y 98.8% de calcita.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

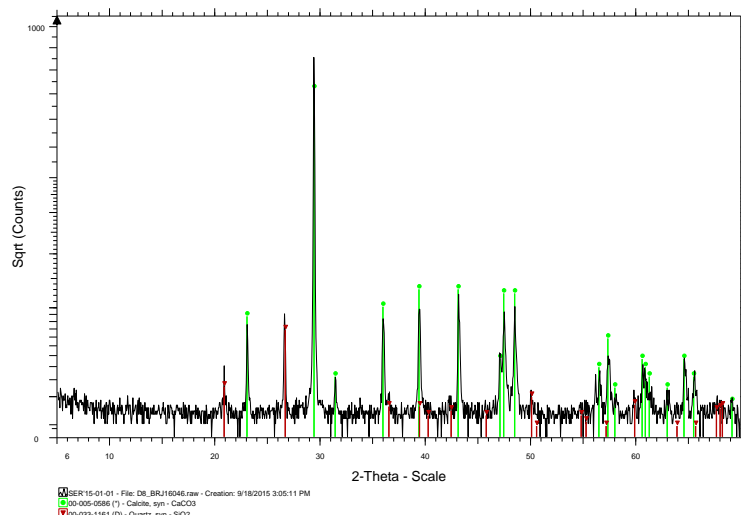


Figura 7.16. Difracción de Rayos-X de una muestra de roca encajante del afloramiento de la Serra (SER).

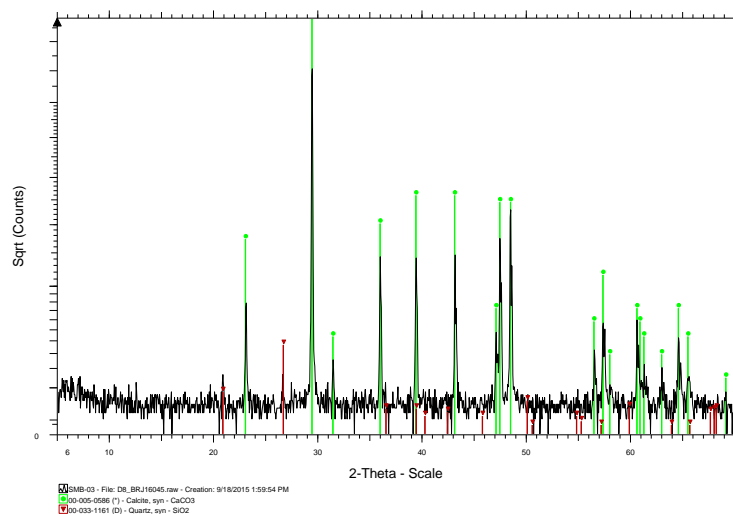


Figura 7.17. Difracción de Rayos-X de una muestra de roca caja de la Masia de les Fonts (SMB).

En cuanto al sílex geológico se ha pulverizado una muestra con el fin de obtener la difracción de Rayos-X. Los datos cualitativos muestran el cuarzo como componente dominante, seguido de la calcita (**figura 7.18**).

Debido a que el sílex presenta una dureza 7 en la escala de Mohs, decidimos moler las muestras con un molinillo mezclador Retsch MM2000. Para ello introducimos la muestra en un recipiente con dos bolas de WC (carburo de tungsteno) durante 10 minutos. En aquellos casos que había poca muestra parte de ella se contaminó de carburo de tungsteno, por lo que sale representado en el difractograma.

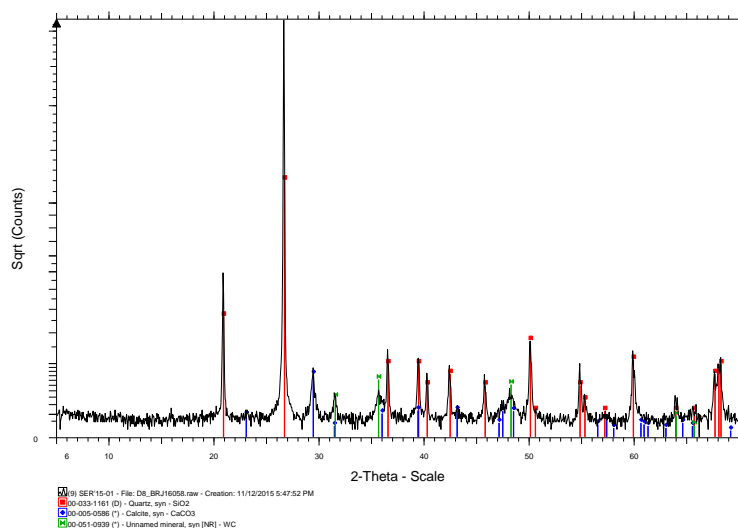


Figura 7.18. Difracción de Rayos-X de una muestra de sílex geológico del afloramiento de La Serra (SER).

7.2.1.9. Representación en el registro arqueológico

Este tipo de sílex está compuesto por 46 restos líticos que se localizan exclusivamente en el nivel M. Si tenemos en cuenta que el estudio petrográfico del sílex del nivel M se ha realizado sobre 2.780 restos, el sílex de la Serra (SER) representa el 2% del sílex de dicho nivel.

7.2.2. SÍLEX DE LAS FACIES MUSCHELKALK

Calizas marinas silicificadas. En la **tabla 7.2** presentamos el resumen de los principales caracteres del sílex de la Serra.

TIPO SÍLEX	Nº DE PIEZAS	PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS		AFLORAMIENTOS Mapa Figura 7.1	ORIGEN LITOLÓGICO
		MACROSCÓPICAS	MICROSCÓPICAS		
MUSCH	69 (M) 11 (Oa) 30 (P) N=110	<p>-<u>Textura muy fina, y fina a media para la variedad caliza silicificada</u></p> <p>-<u>Coloración homogénea gris clara (N7 Light Gray; 5GY 6/1 Greenish Gray)</u> con los anillos de Liesegang blancos o gris más oscuro (5B 9/1 Bluish White, N6 Medium Light Gray, 5B 5/1 Medium Bluish Gray). Marrón (10YR 6/2 Pale Yellowish Brown) y verde grisácea (5GY 6/1 Greenish Gray, 5Y 4/1 Olive gray) para la variedad silicificada.</p> <p>-Transparencia opaca</p> <p>-En general pocos elementos alquímicos a visu (peloides, bioclastos). Si la pieza presenta alteraciones (pátina) o es la variedad silicificada los elementos alquímicos se ven mejor (<i>mudstone-wackestone</i>)</p> <p>-Estructuras sedimentarias a veces presentes en forma de <u>anillos de Liesegang y laminaciones</u> silicificada</p> <p>-Pátina gris y amarilla parcial</p>	<p>-<u>Cuarzo micro-criptocristalino (55-60%) para la variedad muy fina, y matriz micrítica (30%) y microesparítica (10%) para las calizas silicificadas</u></p> <p>-Megacuarzo, microcurazo y calcedonita como cemento de porosidades mólicas y vacuolares (0-10%) que en la variedad caliza silicificada puede llegar hasta el 25%.</p> <p>-<u>Cuarzo detrítico (50-100µm) diseminado (1-3%)</u></p> <p>-<u>Micrita (10-20%) y elementos alquímicos (ooides, bioclastos, intraclastos y agregados)</u> como textura deposicional primaria(<i>wackestone</i>)</p> <p>-Óxidos de hierro masivos (1-3%) y minerales de la arcilla (7-20%) dispuestos entre la matriz</p> <p>-<u>Estructuras sedimentarias en forma de laminaciones</u> formadas por diferentes componentes minerales o formas (cuarzo-calcita/microcuarzo-cuarzo fibroso) o como figuras de compactación mecánica</p>	Muschelkalk-01 [1] Muschelkalk-02 [2]	CALIZAS MARINAS

Tabla 7.2. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Muschelkalk (MUSCH), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.

7.2.2.1. Localización geográfica

La bibliografía consultada (García Rodrigo, 1957; Virgili, 1958; Sopeña *et al.*, 1983; Bofarull, 1997; Morant, 1998) establece el origen de estos soportes silíceos en los depósitos del Muschelkalk inferior del piso Anisiense y en los depósitos del Muschelkalk superior del piso Ladiniense. Ambos pisos del Muschelkalk, transcurren por la cordillera Prelitoral Catalana de forma más o menos continua desde Tortosa hasta el Montseny.

7.2.2.2. Afloramientos

Según Bofarull (1997) y Morant (1998), se localiza sílex en los estratos triásicos del Muschelkalk inferior, dentro de las formaciones de calcáreas dolomíticas. Según los autores, al oeste del municipio de St. Quintí de Mediona, ya dentro de la Cordillera Prelitoral, en el área conocida como la montaña del Marqués [2] se localizan sílex en forma de nódulos, incrustados en el tramo inferior de las calcáreas dolomíticas del Muschelkalk inferior (véase figura 7.1 y 7.2). Su distancia al Abric Romaní es de 7,62 km. Según Virgili (1958) la serie estratigráfica de conjunto para esta zona muestra todo el Triásico y se puede obtener entre St. Joan de Mediona y Can Pareras (al oeste de St. Quintí de Mediona) [1], a una distancia del yacimiento de 9,95 km. A base aparece el Buntsandstein y a techo el Keuper superior. Presenta un grosor de unos 300 m, del que el Muschelkalk ocupa unos 228 m. En el tramo del Muschelkalk inferior es en el que la autora también sitúa sílex. En concreto a techo del Muschelkalk inferior, a 35 m de su inicio, en un tramo de: *"45m de dolomías y calizas blancas y pulverulentas en la parte superior y grises y compactas con nódulos de sílex en la base"* (Virgili, *Op. cit.*).

A pesar que no hemos localizado sílex en el citado afloramiento, es conocida la presencia de silicificaciones a lo largo del Muschelkalk inferior en todos los dominios de los Catalánides (García Rodrigo, 1957; Virgili, 1958; Sopeña *et al.*, 1983, entre otros). Como parte de la litoteca IPHES se han recogido y mostrado afloramientos pertenecientes a depósitos Muschelkalk inferior en Fontscaldes (Siurana, Priorat) [FONTS-01], La Riba (Alt Camp) [LR-01] y Aiguafreda (Vallès Oriental). Dichas silicificaciones son, como nos muestra la bibliografía, escasas y discontinuas pero aparecen a lo largo de todo el Muschelkalk inferior en dichos dominios (Virgili, 1958).

Próximos al Abric Romaní, García Rodrigo cita la presencia de nódulos de ágata correspondientes al Muschelkalk superior en el municipio de Vilanova d'Espoia [3] *"A lo largo de la carretera a Espoia, a partir de su arranque de la de Capellades a Sant Quintí de Mediona (...)"* (García Rodrigo, 1957). Dicho afloramiento estaría a 1,67 km de distancia (véase figura 7.1

y 7.2). La sucesión estratigráfica del Muschelkalk en este tramo es de unos 47 m, en la que a base aparece el Paleozoico, el tramo del Muschelkak está representado por el medio y el superior y a techo, dependiendo del lugar o el Eoceno o la margas de Keuper. Concretamente, a unos 28 m de la base, García Rodrigo (1957) describe: "*2m de calizas amarillentas con vetas violáceas y calizas rojizas con nódulos de ágata (muschelkalk superior)*".

A pesar que no hemos localizado ágatas en el citado afloramiento es ardo conocido la presencia de estas silicificaciones a lo largo del Muschelkalk superior de los Catalánides, tanto en su dominio central como meridional, habiendo recogido muestras en la Mussara (Vilaplana, Baix Camp) [MUSS]. Dichas silicificaciones, como nos muestra la bibliografía, son escasas y discontinuas pero van apareciendo a lo largo de todo el Muschelkalk superior en dichos dominios (García Rodrigo, 1957; Virgili, 1958)

7.2.2.3. Roca encajante

Según la extensa bibliografía geológica (Virgili, 1958; Sopeña *et al.*, 1983; Calvet y Ramón, 1987; Andón *et al.*, 1989) la roca encajante de este tipo sílceo documentado en el Muschelkalk inferior, se describe como dolomías blancas correspondientes a la Unidad Colldejou. Según Calvet y Ramón (1987), las silicificaciones se concentran en el tramo superior de dicha unidad que corresponde también al techo del Muschelkalk inferior, en concreto en unas dolmicritas laminadas, con estructuras *tepees*, escasa fauna y abundantes moldes de evaporitas.

La roca encajante para los sílex del Muschelkalk superior ha sido ampliamente descrita en distintos estudios geológicos. Se asocia a calizas dolomíticas bioclásticas y dolomías esparíticas (García Rodrigo, 1957; Virgili, 1958; Sopeña *et al.*, 1983; Andón *et al.*, 1989; Tucker y Marshall, 2004).

7.2.2.4. Modelo deposicional

Las litofacies encajantes de nódulos sílceos del Muschelkalk inferior se asocian a la primera fase de transgresión del *Tethys*, iniciada durante el Buntsandstein y asociada a un depósito intermareal de plataforma somera con aportes fluviales (Virgili, 1958; Sopeña *et al.*, 1983; Anadón *et al.*, 1989).

Los materiales de la Unidad Dolomías blancas de Colldejou, situados por encima de una importante discontinuidad, se interpretan como depósitos de medios restringidos e hipersalinos que constituyen el preludio de una nueva etapa regresiva, el Muschelkalk medio.

Los materiales situados a techo de esta unidad se interpretan como caliches laminados, y representan una discontinuidad entre las facies calcáreas del Muschelkalk inferior y las facies detrítico-evaporíticas del Muschelkalk medio (Cavet y Ramón, 1987).

Las calizas dolomíticas y dolomías del Muschelkalk superior se relacionan con un modelo sedimentario de plataforma somera marina, asociada a un nuevo episodio transgresivo del mar de *Tethys*, respecto al piso inferior, regresivo, correspondiente al Muschelkalk medio de facies aluviales distales y ambientes de playa evaporítica (Virgili, 1958; Virgili, 1977; Sopeña *et al.*, 1983; Anadón *et al.*, 1989).

7.2.2.5. Abundancia cartográfica

Considerando que las silicificaciones de las facies Muschelkalk son continuas en toda la formación a lo largo de toda la Cordillera Prelitoral, si establecemos un radio de acción de 10 km desde el Abric Romaní, la formación geológica ocupa un área de 63.506,5 ha. El promedio del espesor total es de 77,5 m y el observable de la roca encajante es de 3 m. La abundancia silícea para el territorio es de 122,9 ha, lo que representa un 0,2% del total de la formación. Si tenemos en cuenta la abundancia de materias primas locales para el radio de 10 km al Abric Romaní, el sílex del Muschelkalk representa un **5,65%** del total de aporte silíceo.

Por el contrario, si establecemos el radio de 10 a 30 km, la formación ocupa un área mayor a la anterior, siendo de 431.936,1 ha. Tanto el promedio del espesor total de la formación como el observable de la encajante es el mismo: 77,5 m y 3 m respectivamente. La abundancia silícea para este radio del territorio es de 836 ha., representando el mismo porcentaje, un 0,2% del total. En este caso el sílex del Muschelkalk en relación al conjunto de formaciones que aportan sílex en un radio de 30 km está representado por un **23,38%**.

En relación al posible aporte secundario de las silicificaciones, los cursos fluviales de interés prospectados han sido: la riera de Mediona, el río Riudebitlles y el río Anoia. Como hemos comentado para el sílex de La Serra, sólo hemos localizado sílex en el río Riudebitlles con unos porcentajes del 3,2%, siendo todo él originario de los conglomerados de la Serie la Guixera y en ningún caso presentaba las características de un sílex de facies marinas (**figura 7.19 y 7.20**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní



Figura 7.19. Sílex de la T0 del Riudebitlles en St. Pere de Riudevitlles. Fotografía: G. Campeny.



Figura 7.20. Sílex de la T2 del Riudebitlles en Torrelavit. Fotografía: G. Campeny.

7.2.2.6. Descripción macroscópica

Para esta variedad sílicea, tenemos tres subtipos (MUSCH-01, MUSCH-02 y MUSCH-03), divididos según la presencia o ausencia de estructuras sedimentarias de tipo laminaciones concéntricas (anillos de Liesegang) por un lado, y las que consideramos como calizas silicificadas por su alto contenido en carbonatos (mucho más rugosos al tacto), por otro.

La primera variedad sílicea (MUSCH-01) está formada por nódulos de sílex de pequeño tamaño (centimétrico). Sus coloración es homogénea de tono grisáceo (*N7 Light Gray; 5GY 6/1 Greenish Gray*), de aspecto mate y transparencia opaca. Su textura al tacto es de fina a muy fina. Cuando la textura deposicional es observable, los componentes carbonatados son abundantes, destacando los bioclastos y los aloquímicos en forma de ooides que le confieren una textura sedimentaria de tipo *wackestone* (Dunham, 1962). Como estructuras sedimentarias presenta laminaciones. Las inclusiones más comunes son los óxidos de hierro. No suelen presentar fisuras ni diaclasas (**figura 7.21 y 7.22**).



Figura 7.21. Detalle con lupa binocular del subtipo síliceo geológico MUSCH-01.



Figura 7.22. Sílex arqueológico tipo MUSCH-01. Muestra: AR'02.niv.M.L53.nº4.

El segundo subtipo síliceo (MUSCH-02) está formado por nódulos de sílex de pequeño y mediano tamaño (llegando a ser decimétricos). Su principal diferencia respecto al subtipo

anterior es la presencia de estructuras sedimentarias del tipo anillos de Liesegang. Su coloración es homogénea siendo verde grisácea (*5GY 6/1 Greenish Gary*) con laminaciones grises claras (*N7 Light Gray*). Su aspecto es mate y opaco. Su textura al tacto es fina. Como componentes texturales destacan los bioclastos y como inclusiones algunos macrofósiles (ostrácodos), dando a este subtipo una textura de tipo *wackestone* (figura 7.23 y 7.24).



Figura 7.23. Detalle del subtipo geológico MUSCH-02. Foto: microscopio estereoscópico.



Figura 7.24. Sílex arqueológico tipo MUSCH-02. Muestra: AR'01.niv.M. T43.nº9.

La tercera variedad de sílex (MUSCH-03) la hemos definido como una caliza silicificada. Se



Figura 7.25. Variedad arqueológica MUSCH-03 donde se observan bioclastos (calciesferas y algas carofitas). Muestra: AR'02.niv.M.U47. nº 131.

caracteriza por tener una coloración marrón (*5YR 5/2 Pale Brown; 10YR 6/2 Pale Yellowish Brown*), bastante homogénea, de aspecto mate y transparencia opaca. La textura es de grano medio siendo a veces rugoso al tacto. El análisis macroscópico determina la presencia de algunos elementos aloquímicos (bioclastos, intraclastos y peloides) que le confiere una textura de tipo *mudstone* (Dunham, 1962). No se observan

estructuras sedimentarias y las inclusiones presentes son en forma de carbonatos y pequeñas cavidades. Como rasgos postdiagenéticos se observan fisuras en las rocas y pátina gris y en algunos casos amarilla (figura 7.25).

7.2.2.7. Descripción microscópica

La descripción petrográfica del tipo síliceo MUSCH-01 nos muestra una cortical, de tipo carbonato cristalino (Dunham, 1962) donde la estructura deposicional primaria no es reconocible.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

El componente silíceo mayoritario es el micro-criptocuarzo con porcentajes en torno al 55-60%, dispuesto en matriz reemplazando los carbonatos y, en menor medida, algunos fósiles. En porcentajes variables de hasta el 10%, algunas muestras presentan megacuarzo como cemento de porosidades móldicas y vacuolares, de tipo isométrico en puzzle y en mosaico, y en menor medida, heterométrico palisádico en los contornos de las porosidades móldicas. En la parte reemplazada por la sílice se identifica la textura deposicional primaria, que estaría formada por calcita micrítica con elementos aloquímicos en forma de bioclastos y ooides, mostrando una textura de tipo *wackestone* (Dunham, 1962) (**figura 7.26**).



Figura 7.26. Con luz PP observamos la textura deposicional original donde se observa la matriz micrítica con la porosidad móldica de granos esqueléticos (ostrácodos) y no esqueléticos (ooides) (**2a, 3a**). Con luz PC observamos la cortical esparítica (**1**) con el reemplazamiento por micro-criptocuarzo de la matriz carbonática (**2b, 3b, 4**) y el cemento de megacuarzo de la porosidad móldica en los elementos aloquímicos (**4**).

Como elementos no silíceos destaca la calcita micrítica (10-20%) como reducto de la textura deposicional primaria. En algunos casos, ésta forma agregados con porosidades móldicas, de antiguos ooides, actualmente cementados por microcuarzo.

Los minerales accesorios están presentes en forma de óxidos de hierro masivos (1-3%) y minerales de la arcilla (7-15%) dispuestos entre la matriz. Diseminados por la matriz se observa cuarzo detrítico (1-3%), con unas medidas que oscilan entre las 50-100 μm .

La segunda variedad silícea del Muschelkalk (MUSCH-02) presenta unos componentes carbonáticos previos a la silicificación en los que se han descrito carbonatos micríticos (20%), granos esqueléticos, en forma de foraminíferos y no esqueléticos, en forma de ooides, siendo muy abundantes en algunas muestras (30%). Por contra, en otras muestras analizadas la presencia de ooides es casi nula, aumentando considerablemente los granos esqueléticos (15%), en forma de gasterópodos, ostrácodos, espículas y fitoclastos.

Todos los elementos aloquímicos están reemplazados por cuarzo micro-criptocristalino (50%), pero se distinguen gracias a la porosidad interparticular cementada por minerales de la arcilla y cuarzo microcristalino, con inclusiones de hematites fina. Por tanto la textura deposicional primaria correspondería a una caliza micrítica de tipo *wackestone-packstone* (Dunham, 1962), u oomicrita en el caso de la abundancia de ooides (Folk, 1962).

El megacuarzo isométrico en mosaico (10%) se define como cemento de antiguas porosidades móldicas y vacuolares, mientras que el cuarzo fibroso está presente en su forma *length-fast* o de elongación negativa (5%), como cemento sintaxial entre los granos no esqueléticos (ooides). En algunos ejemplares es también identificable la presencia de pseudomorfos yesíferos. Carbonatos esparíticos se definen en algunas muestras como cemento drúsico de porosidades vacuolares y canaliformes y, como mineral neomórfico equigranular hipidiotópico (dolomía).

Como minerales accesorios destacan los óxidos de hierro (3%) y los minerales de la arcilla (7%).

Muy característico de esta variedad silícea son las estructuras laminadas y de disolución. Las laminaciones son producto de un contenido diferencial silíceo-carbonático, por sucesivos episodios de sobresaturación y equilibrio que originan la laminación concéntrica tridimensional o anillos de Liesegang (Vera y Molina, 2001; Tarriño, 1998; Mangado, 2004). La disolución se produce por episodios de compactación química, en forma de estiliolitos (Giménez y Taberner, 1997; Collinson *et al.*, 2006) (**figura 7.27**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

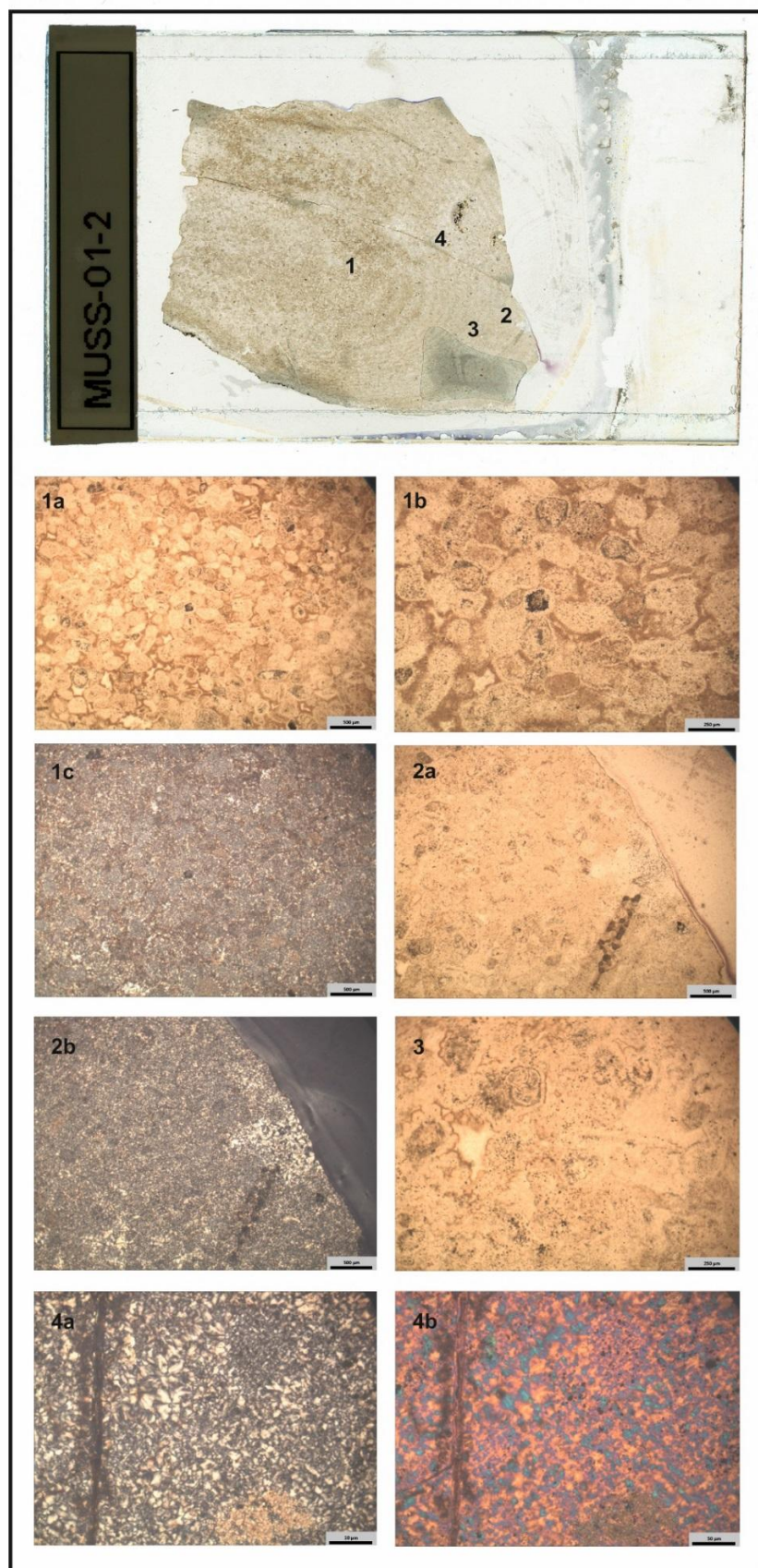


Figura 7.27. Con luz polarizada plana se observa la textura oomicrítica o *packstone* (**1**), algunos foraminíferos (**3**) y estructuras de disolución de tipo *vugs* (**2**). Con luz PC observamos como el microcuarzo reemplaza la matriz, y los minerales de la arcilla, y la hematites se concentran en las porosidades intercristalinas. **4.** Cuarzo fibroso de elongación negativa como cemento **4b** [con cuña accesoria de 1λ].

La descripción petrográfica del subgrupo MUSCH-03 nos muestra el componente carbonático como mayoritario, confirmándose, por tanto, que son calizas silicificadas. Como matriz se describe la micrita uniforme (30%) y la microesparita (10%), que soportan peloides (10%), intraclastos (5%) y agregados (5%), como granos no esqueléticos, y calciesferas, como esqueléticos (3%). Basándonos en los componentes la clasificamos como una intrapelmicrita (Folk, 1962) y según su textura como una roca *wackestone* (Dunham, 1962). El componente no carbonático mayoritario es el cuarzo microcristalino (15%) y el cuarzo fibroso *length-fast* (calcedonita) (5%), en forma de cemento de las porosidades vacuolares, canaliformes y móldicas de los pseudomorfos de yeso (25%) que presentan unas medias de unas 50 μm . Como minerales accesorios esta variedad presenta minerales de arcilla, en porcentajes en torno al 20%, diseminada en la matriz (**figura 7.28**).

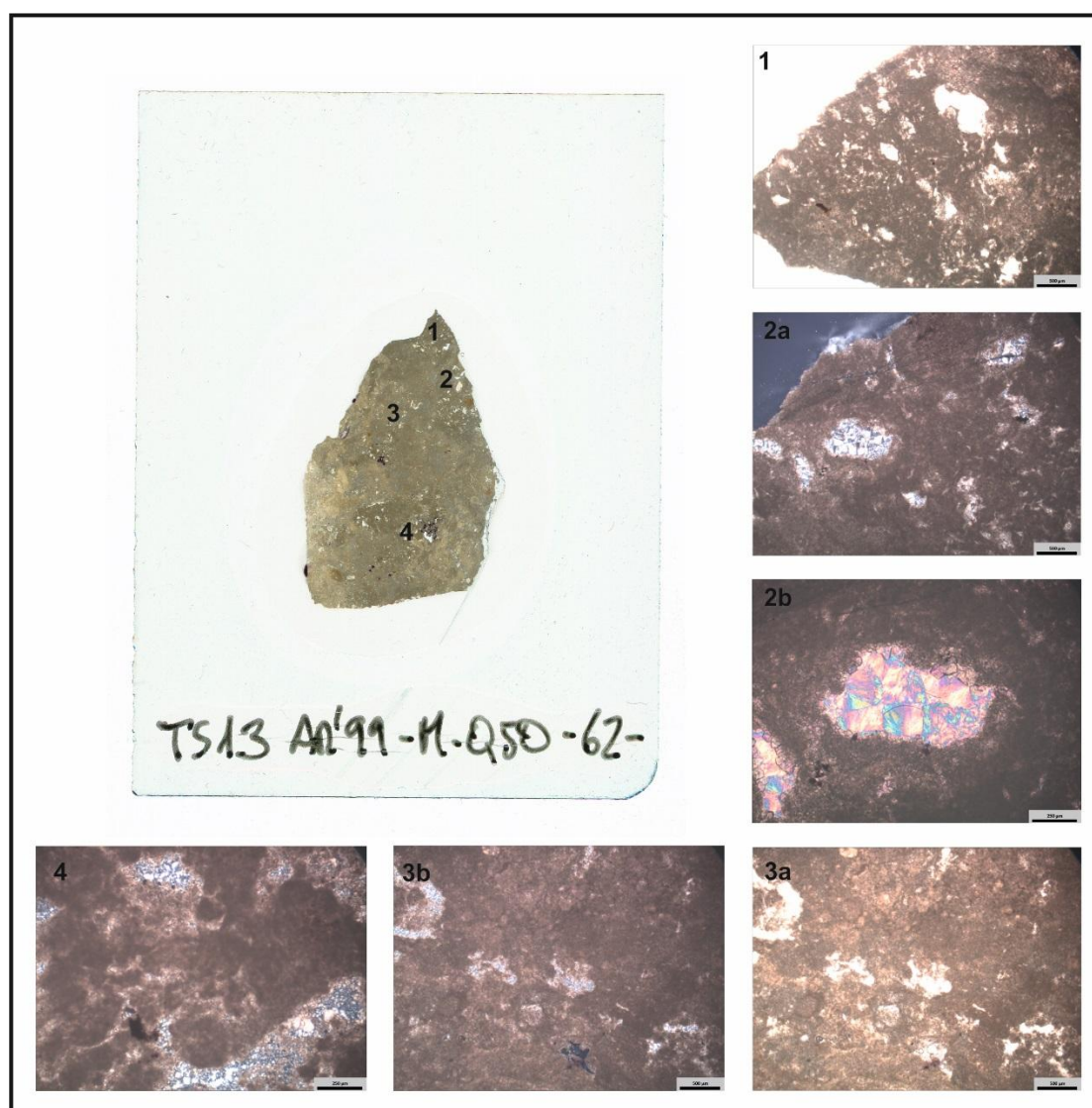
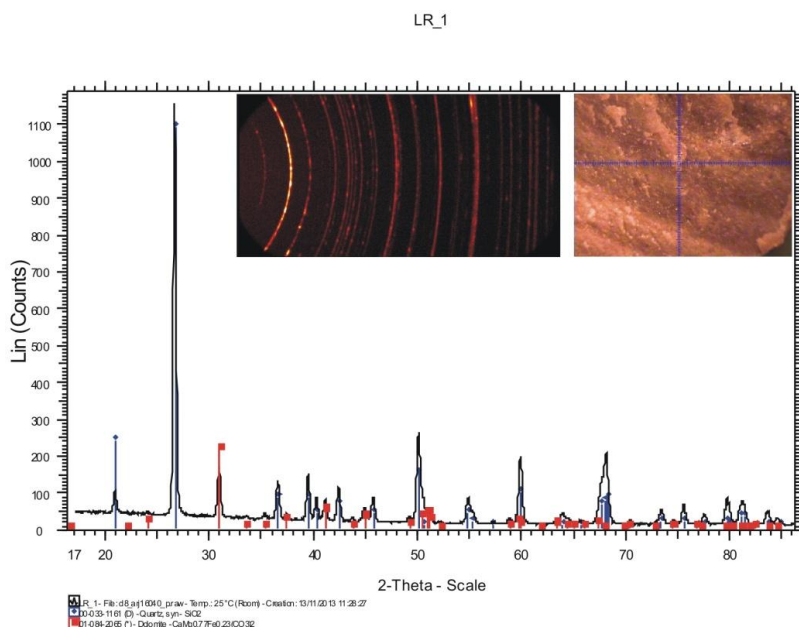


Figura 7.28. Con luz PP textura desposicional *wackestone* con sus porosidades vacuolares (**1, 3a**). Con luz PC observamos el cemento de cuarzo microcristalino y fibroso de las porosidades vacuolares (**2a, 3b**) y canaliformes (**4**). Con cuña accesoria de 1λ observamos como el cuarzo fibroso es de elongación negativa (calcedonita) (**2b**).

7.2.2.8. Análisis complementarios

Se ha realizado μ -difracción de Rayos X y difracción de Rayos-X para la muestra geológica del sílex tipo MUSCH-02. La μ -DRX muestra como componente principal el cuarzo seguido de la dolomita (**figura 7.29**), mientras que la difracción de Rayos-X de la misma muestra pulverizada confirma la presencia de los dos minerales, añadiendo la calcita (**figura 7.30**).



muestra en los diferentes puntos analizados, pero en algún punto en concreto el hierro (Fe) era muy abundante (**figura 7.31**). Completan el espectro de los componentes químicos de este tipo silíceo el calcio (Ca), potasio (K), aluminio (Al), magnesio (Mg), cloro (Cl) y boro (B).

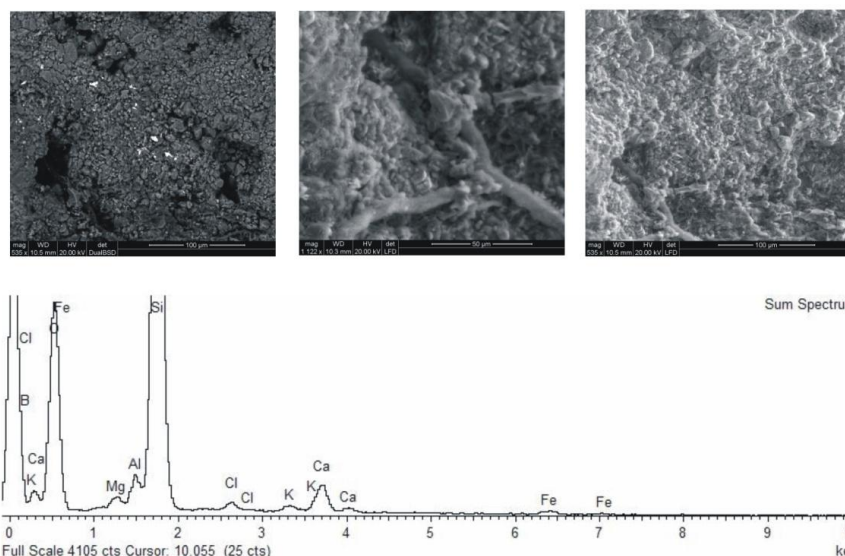


Figura 7.31. Arriba imagen SEM de la superficie de la silicificación analizada mediante la aplicación EDS para la obtención del espectro químico (abajo).

7.2.2.9. Representación en el registro arqueológico

El tipo de sílex Muschelkalk (MUSCH) está compuesto en el registro arqueológico por 110 restos líticos que equivale al 2,4% del total del sílex analizado para los tres niveles. Por niveles queda representado en: 69 objetos para el nivel **M** (2,4%), 11 para el **Oa** (3%) y 30 para el **P** (2,1%). Por subtipos tenemos que en el **nivel M** el MUSCH-01 presenta 46 restos líticos (1,65%), el MUSCH-02 cuatro registros (0,1%) y el MUSCH-03 19 registros (0,68%). Los subtipos del **nivel Oa** quedan agrupados en 4 objetos para el MUSCH-01 (1,1%), 5 del MUSCH-02 (1,4%) y 2 para el MUSCH-03 (0,5%). Para el **nivel P** tenemos 8 objetos del MUSCH-01 (0,6%), 4 del MUSCH-02 (0,3%) y 18 del MUSCH-03 (1,2%) (**tabla 7.3**).

	Niv. M	Niv. Oa	Niv. P	Total
MUSCH-01	46 66,66%	4 36,36%	8 26,26%	58 52,72%
MUSCH-02	4 5,80%	5 45,45%	4 13,34%	13 11,82%
MUSCH-03	19 27,54%	2 18,19%	18 60%	39 35,46%
Total	69 100%	11 100%	30 100%	110 100%

Tabla 7.3. Distribución de los subtipos MUSCH por niveles arqueológicos

7.2.3. SÍLEX DE MEDIONA

Sílex de origen edáfico. Silcreta.

7.2.3.1. Localización geográfica

El sílex tipo Mediona se localiza en una pequeña área en las proximidades del municipio de St. Joan de Mediona (Anoia, Barcelona). En concreto al norte del mismo, estableciéndose como afloramiento tipo.

7.2.3.2. Afloramientos

Can Sanç (MED) [4]

El afloramiento silíceo de Can Sanç [4] se localiza al norte del municipio de St. Joan de Mediona (MED), en la ladera sur de la colina de Can Sanç de la que recibe el nombre (**figura 7.32**). Su distancia al Abric Romaní es de 8,36 km (**véase figura 7.1 y 7.2**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Can Sanç [4]: 384505.2E; 4593098.1N

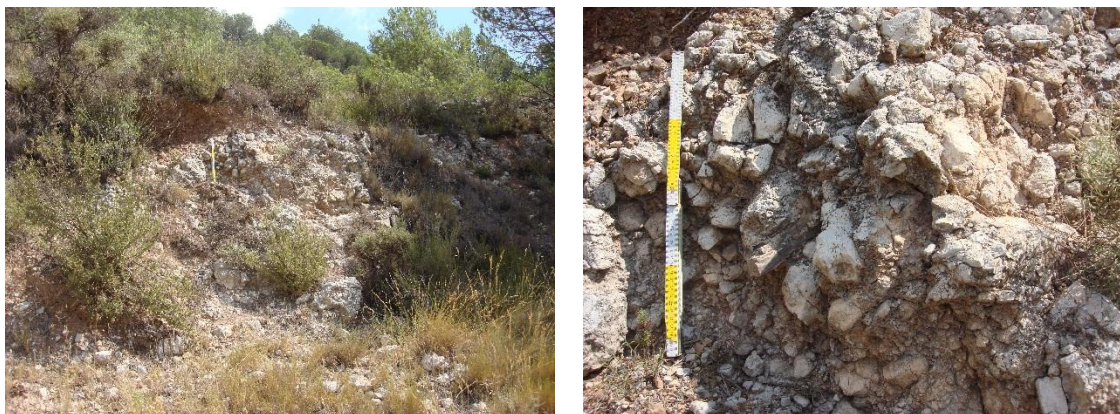


Figura 7.32. Afloramiento de Can Sanç (MED). Izquierda vista general de la calcreta donde se produce la silicificación. Derecha detalle de un sílex tabular con su encajante.

Según el corte geológico realizado en la zona, de base a techo se localizan las margas y calizas margosas del Keuper, seguidas de la formación Mediona del Thanetiense superior (Paleoceno superior), constituida por lutitas rojas a las que localmente se intercalan niveles de areniscas y más raramente conglomerados. A techo, las calizas y dolomías con alveolinas del Ilerdiense. El espesor real calculado para este punto de la formación Mediona es de 20 m con una ratio silíceo del 5% en relación a su encajante (**figura 7.33**).

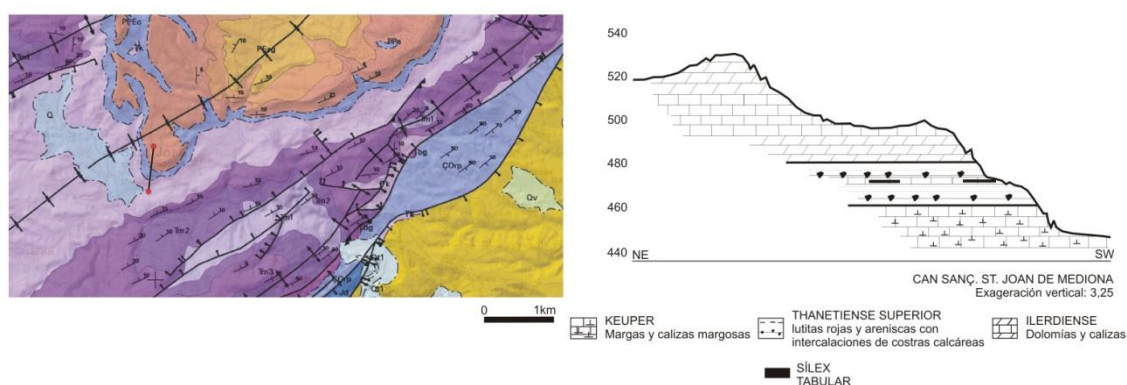


Figura 7.33. Corte geológico de la zona de Can Sanç (St. Joan de Mediona). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

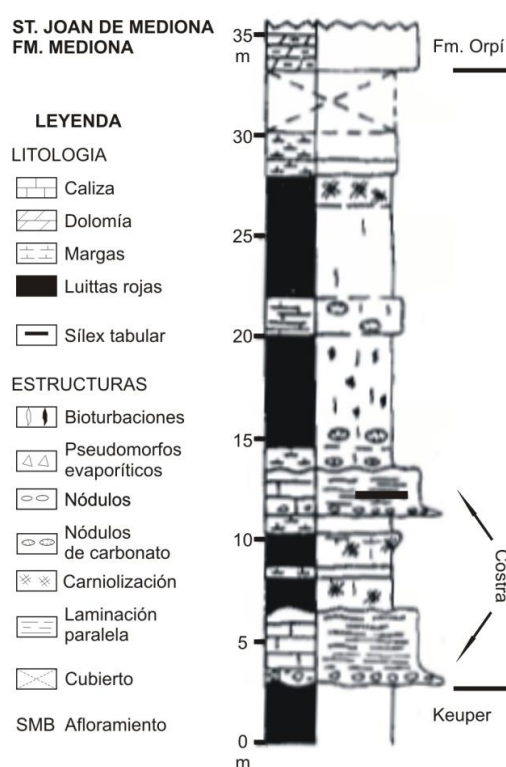


Figura 7.34. Sección tipo realizada para la formación Mediona. Modificado de Anadón y Marzo, 1986.

compuesta por costras calcáreas en la que se intercalan silicificaciones tabulares de pequeñas dimensiones.

7.2.3.4. Modelo deposicional

Los depósitos de esta unidad se originaron fundamentalmente en ambientes de tipo aluvial. La intensa edafización sufrida provocó, en algunos casos, que los antiguos conglomerados de relleno de canales fluviales hayan sido transformados por costras calcáreas (calcretas) con *microcodium* y con pequeñas silicificaciones tabulares como consecuencia del enriquecimiento silíceo de las aguas frático-vadosas (Bustillo, 2010; Bustillo y Zarza, 2003).

Según la sección tipo realizada por Anadón (1978) y Anadón y Marzo (1986), se caracteriza por un tramo basal de niveles de costras calcáreas con *microcodium* y sílex esporádicos de formas tabulares y espesores inferiores a los 5 cm, intercaladas con lutitas rojas y esporádicas margas con nodulizaciones de carbonatos. El tramo superior se caracteriza por la mayor presencia de lutitas rojas con alguna carniolización (figura 7.34).

7.2.3.3. Roca encajante

Según la bibliografía (Anadón, 1978; Anadón y Marzo, 1986) la roca caja está

En definitiva, debido a su ambiente de formación consideramos este tipo de sílex como una silcreta (Tarriño, 1998; Bustillo y Zarza, 2003; Mangado, 2005).

7.2.3.5. Abundancia cartográfica

Después de una intensa prospección sólo hemos localizado un punto en toda la formación con silicificaciones (Can Sanç) [4], por lo que el área de la formación Mediona con sílex considerada en este estudio sólo comprenderá la zona más próxima al afloramiento. De esta forma se descarta el resto de la formación geológica, con la intención de presentar unos datos de abundancia silícea ajustados a la realidad observada.

Por lo tanto, el sílex de Mediona sólo lo localizamos dentro del radio de 10 km al Abric Romaní. La dimensión del afloramiento ocupa un área de 212 ha. El espesor total es de 20 m y el espesor observable del encajante en el afloramiento es de 2 m. La abundancia silícea para el territorio es de 1,1 ha. que representa un 0,5% del total de la formación. Si tenemos en cuenta la abundancia silícea de la formación con el resto de formaciones geológicas que aportan sílex en este radio de acción, el porcentaje del tipo sílex Mediona es de sólo un **0,13%**. Si tenemos en cuenta las materias primas locales en un radio de acción de 10 km, el porcentaje del tipo sílex Mediona es de sólo un **0,05%**.



Figura 7.35. Muestreo en la Riera de Mediona a la altura del campo de fútbol de St. Quintí de Mediona.

En relación al posible aporte secundario de dicha silicificación, el único curso fluvial que podría llevar el sílex a la red fluvial del Anoia es la Riera de Mediona. Como ya hemos comentado en los anteriores tipos de sílex, en la riera de Mediona no se ha localizado sílex (**figura 7.35**). Las litologías encontradas (n=56) en el muestreo de un m² han sido: calizas (75%) y areniscas (25%).

7.2.3.6. Descripción macroscópica

El sílex aparece en posición primaria en forma tabular y en pequeñas cantidades. De formas angulosas, tiene unas medidas centimétricas, pudiendo llegar a 5 cm de grosor. El material no aparece patinado ni concrecionado. El córtex es de tipo calcáreo y anguloso. El sílex presenta unas tonalidades oscuras con bandeados de carácter opaco y mate. Sus coloraciones son marrones (10R 4/2 *Grayish Red* y 5YR 4/1 *Brownish Gray*). A pesar de tener un tipo de fractura

concoide ésta tiende a ser sacarosa. Su grano es medio y su textura sedimentaria no es reconocible *a visu*. Por lo general, este tipo de sílex presenta crecimientos de cristales y pequeñas geodas. Como rasgos postdiagenéticos se describen fisuras y diaclasas (**figura 7.36**).

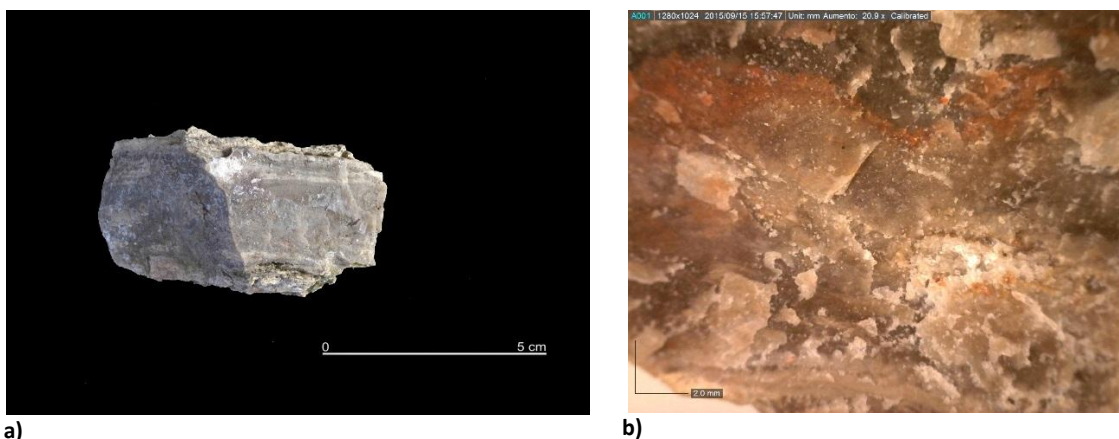


Figura 7.36. a) Sílex tipo MED. Fotografía: G. Campeny. b) Fotografía con el microscopio estereoscópico.

7.2.3.7. Descripción microscópica

El análisis petrográfico del sílex tipo Mediona (MED) (**figura 7.37**) nos muestra a nivel cortical una encajante de tipo carbonática, formada por calcita micrítica de textura *mudstone* (Dunham, 1962) con intraclastos y peloides como elementos aloquímicos (Folk, 1959), y una porosidad fenestral cementada por microesparita.

El cuerpo silíceo está compuesto principalmente por megacuarzo isométrico (50%) como cemento de la porosidad primaria fenestral con estructura en *puzzle* (40%), palisádica (1%) y petaloide (1%) (Arbey, 1980). En menor medida se presenta también en mosaico (8%), como cemento drúsico de porosidades vacuolares. El cuarzo microcristalino (9%) se describe reemplazando la matriz micrítica y se dispone en laminaciones paralelas intercaladas a la calcita micrítica y al cemento ecuantero del megacuarzo de la porosidad fenestral. El cuarzo fibroso (1%) aparece en forma de calcedonita (*length-fast*) botroidal, como cemento de las porosidades vacuolares.

Como componentes no silíceos se describe un elevado porcentaje de micrita (30%) como textura deposicional original, en forma de estructura laminar. La calcita esparítica (2%) aparece como cemento drúsico de porosidades vacuolares. Además aparece yeso secundario (1%) en vetas rellenando antiguas porosidades.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

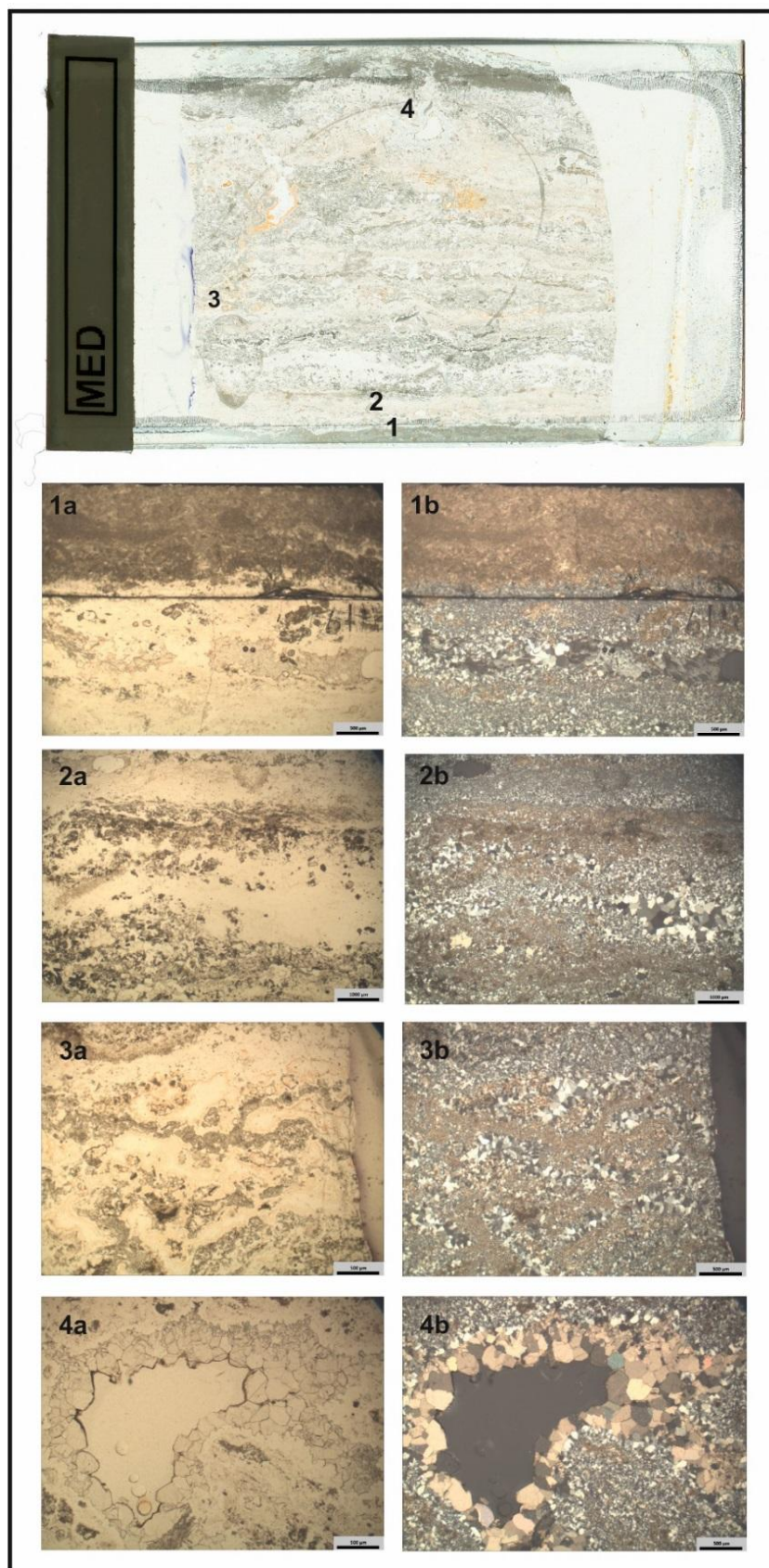


Figura 7.37. Con luz PP observamos el encajante micrítico en la cortical (**1a**), la matriz micrítica de la textura primaria (**2a y 3a**), las estructuras laminares (**2a**) y la porosidad fenestral (**2a y 3a**) y vacuolar (**4a**). Con luz PC observamos el megacuarzo cementando la porosidad fenestral (**2b y 3b**) y vacuolar (**2b**), y el microcuarzo reemplazando la matriz micrítica (**1b, 2b y 3b**) en estructuras laminares. **1b**; veta de yeso secundario rellenado una antigua porosidad. **4a y 4b**; cemento esparítico drúsico de una porosidad vacuolar.

Como minerales accesorios se presentan óxidos de hierro (10%) en los contornos de las porosidades.

Como estructura sedimentaria destacan las laminaciones y la compactación química por disolución en forma de estilolitos (Giménez y Taberner, 1997).

El estudio petrográfico nos señala que las silcretas de MED son producto de una diagénesis temprana, incluso contemporánea a la porosidad primaria, formada en ambientes vadosos de la llanura aluvial de una cuenca evaporítica por procesos edáficos.

7.2.3.8. Análisis complementarios

La μ -Difracción de Rayos X de la muestra sílicea procedente del afloramiento de Can Sanç (MED) presenta cuarzo como componente dominante y en menor medida dolomita (**figura 7.38**).

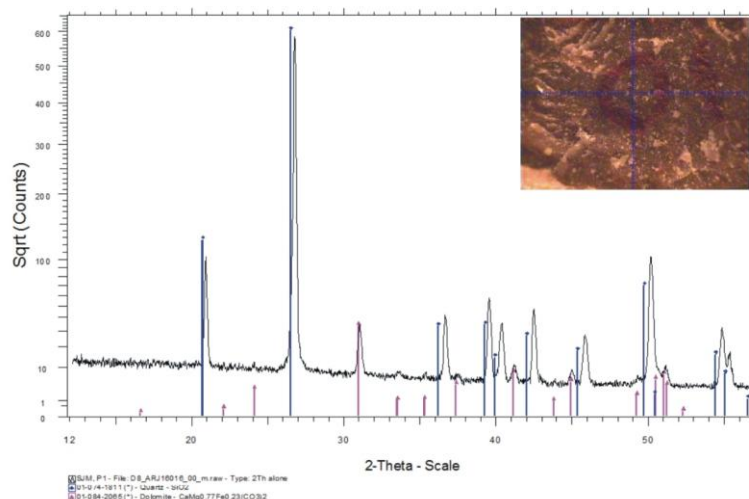


Figura 7.38. Difractograma obtenido por μ -DRX del tipo sílex Mediona del afloramiento de Can Sanç.

7.2.3.9. Representación en el registro arqueológico

No hemos localizado sílex del tipo Mediona (MED) en ninguno de los tres niveles estudiados del Abric Romaní.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

7.2.4. SÍLEX DE CAL PERDUT

Sílex de reemplazamiento de margas yesíferas. En la **tabla 7.4** presentamos el resumen de los principales caracteres del sílex de Cal Perdut (PER).

TIPO SÍLEX	Nº DE PIEZAS	PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS		AFLORAMIENTOS Mapa Figura 7.1	ORIGEN LITOLÓGICO
		MACROSCÓPICAS	MICROSCÓPICAS		
PER	364 (M) 48 (Oa) 118 (P) N=530	<ul style="list-style-type: none"> -<u>Textura fina a muy fina</u> -<u>Coloraciones marrón/gris/azul/negro</u> (5YR 2/1 Brownish Black; 5YR 4/1 Brownish Gray, 5YR 6/1 Light Brownish Gray, 5G 4/1 Dark Greenish Gray, 5GY 8/1 Light Greenish Gray, 5B 5/1 Medium Bluish Gray, 5PB Grayish Blue, 5B 6/2; Pale Blue N2 Grayish Black; N5 Medium Gray) -<u>Transparencia translúcida</u> -Aloquímicos: ooides, peloides e intraclastos -Algunas piezas presentan bioclastos -Óxidos y terrígenos -Algún pseudomorfo de yeso en alguna pieza -<u>Textura mudstone-wackestone</u> -<u>Característico fango calcáreo</u> -<u>Algunas estructuras sedimentarias</u> (laminaciones o figuras de compactación) -<u>Sin fisuras</u> 	<ul style="list-style-type: none"> -<u>Cuarzo micro-criptocristalino (50-60%)</u> -Algunas piezas calcedonita, como cemento de la porosidad vacuolar (1-3%) -<u>Cuarzo detrítico (1-3%), 200µm</u> -Yeso secundario. Ext. no uniforme (25%) y Cristales subédricos (25%) -<u>Micrita (10%)</u> -<u>Arcilla (5%)</u> -Esparita (5%). Cemento pseudomorfo de yeso -Porosidad móldica en forma de pseudomorfos de yesos y granos esqueléticos. -Óxidos de hierro (1-3%). -Porosidad está presente como estructuras de disolución en forma de vacuolas y canales. -Estructuras sedimentarias presentes en algunas muestras: laminaciones. 	Cal Perdut [20] Guinardera [21]	MARGAS/ MARGAS YESÍFERAS

Tabla 7.4. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Cal Perdut (PER), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.

7.2.4.1. Localización geográfica

El sílex de Cal Perdut se localiza en el municipio de St. Martí de Tous (Anoia, Barcelona) dentro de la Fm. St. Genís. Dicha formación se localiza en una pequeña franja de unos 5 km. de largo por 1,5 km de ancho en sus zonas más amplias, que va desde el municipio de St. Martí de Tous a Fillol, y que limitaría al O por una serie de elevaciones como son Clariana (674 m) y la Muntanyeta (699 m) y al E por la Guinardera (617 m).

Según la cartografía del IGME (1975; 1998) y el IGC (Roca i Adrover y Miranda, 2010) esta zona estaría representada por tres unidades geológicas que cogerían el tránsito Eoceno-Oligoceno; una Priaboniense y las otras dos oligocenas. No obstante, siguiendo las descripciones que hacen Anadón *et al.*, 1989; Folch i Gullèn, 1992; Colldefons *et al.*, 1994a y recientemente Ortí *et al.*, 2007, para la formación St. Genís, consideramos que la zona de St. Martí de Tous que va de Jorba hasta Fillol que incluye dos de las unidades geológicas representadas en la cartografía geológica (IGME: Ty^A_{c31} y T^A_{c31}, IGC: PExg y PEOmg, respectivamente), corresponde a dicha formación.

Para este tipo de sílex se describen los afloramientos: Cal Perdut [20] y la Guinardera [21], ambos en el municipio de St. Martí de Tous y separados por un pequeño valle.

7.2.4.2. Afloramientos

Cal Perdut (PER) [20]

Establecemos este afloramiento como la localidad tipo para el sílex de Cal Perdut [20]. Se localiza a los pies de la masía de Cal Perdut (St. Martí de Tous, Anoia), de la que recibe el nombre (**figura 7.39**). Se encuentra a una distancia de 15,7 km del Abric Romaní (**véase figura 7.1 y 7.2**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

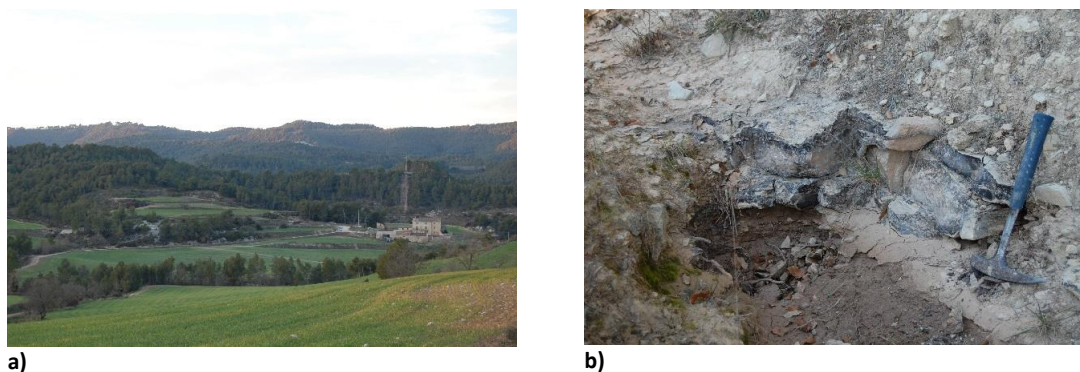


Figura 7.39. a) Vista general de la montaña del afloramiento de Cal Perdut desde la montaña de la Guinardera. El afloramiento se localiza a los pies de la montaña que arranca en la masía que recibe el nombre (derecha imagen). **b)** Detalle de la silicificaciones de Cal Perdut.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Cal Perdut [20]: 375028E; 4601441N

El corte geológico representado para la zona de Cal Perdut muestra a base, en el extremo NE del corte, la formación Artés (Priaboniense inferior) formada por la alternancia de margas y areniscas rojas. Sobre esta unidad geológica, y ocupando la parte central del corte geológico encontramos la formación St. Genís, representada primero por los yesos de St. Martí de Tous, con un espesor real calculado de 20 m, y luego por las margas, areniscas rojas y yesos esporádicos con un espesor de 80 m (Priaboniense superior). A techo del corte geológico, al SE de las sección, se localizan las unidades lacustres intermedias, representada en este caso por la formación Copons (Oligoceno inferior), y constituida por margas grises, areniscas y yesos del Sannoisiense. Todas estas formaciones que están representadas como unidades geológicas, según la cartografía geológica, pertenecen al Sistema lacustre del Anoia definido por Anadón *et al.* (1989) (figura 7.40).

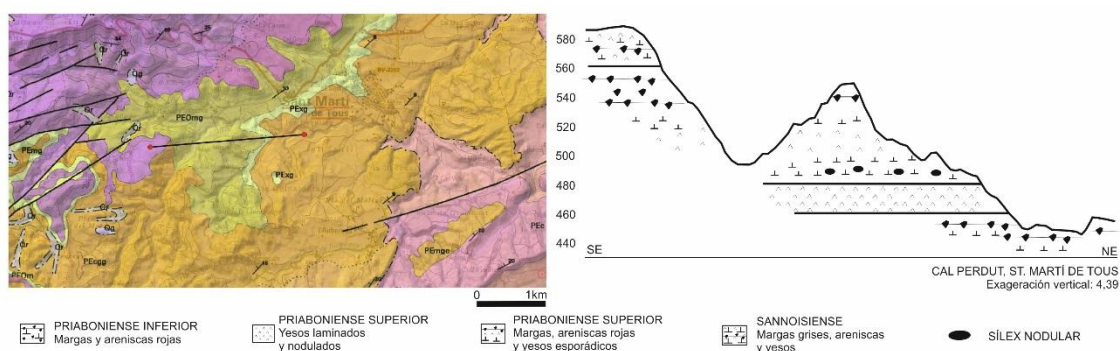


Figura 7.40. Corte geológico de la zona de Cal Perdut. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

El afloramiento de Cal Perdut se sitúa dentro de la última unidad geológica cartografiada del Priaboniense superior. La columna estratigráfica sintética de la montaña donde se sitúa el afloramiento de Cal Perdut muestra una secuencia de unos 80 m, en la base aparecen sílex nodulares de tamaño decimétrico, encajados en calizas margosas yesíferas blanquecinas, con una ratio de representación silíceo de 20-30%. Éste es el piso en el que situamos el afloramiento tipo de la silicificación de Cal Perdut. En los pisos superiores aparecen otras silicificaciones que comentaremos más adelante (ver apartados 7.2.5 y 7.2.7) (figura 7.41).

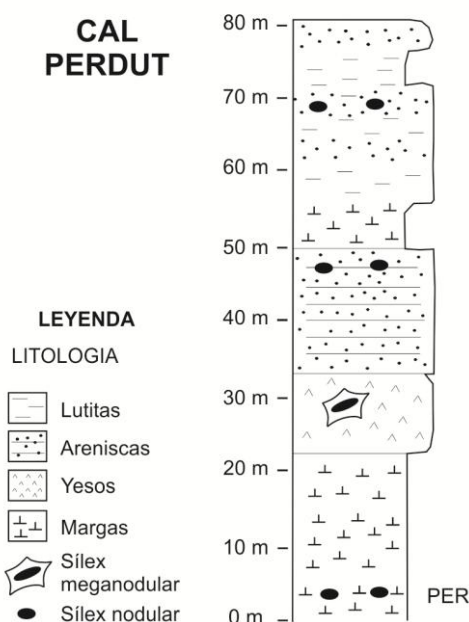


Figura 7.41. Columna estratigráfica esquemática de la zona de Cal Perdut. Situamos el afloramiento tipo del sílex de Cal Perdut (PER).

La Guinardera (GUIN) [21]

En este afloramiento se localiza sílex del tipo Cal Perdut en el Coll de la Guinardera, al sur de St. Martí de Tous (**figura 7.42**). Se sitúa a 15,2 km en línea recta del Abric Romaní (**véase figura 7.1 y 7.2**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

La Guinardera [21]: 375500.4E; 4600583.5N

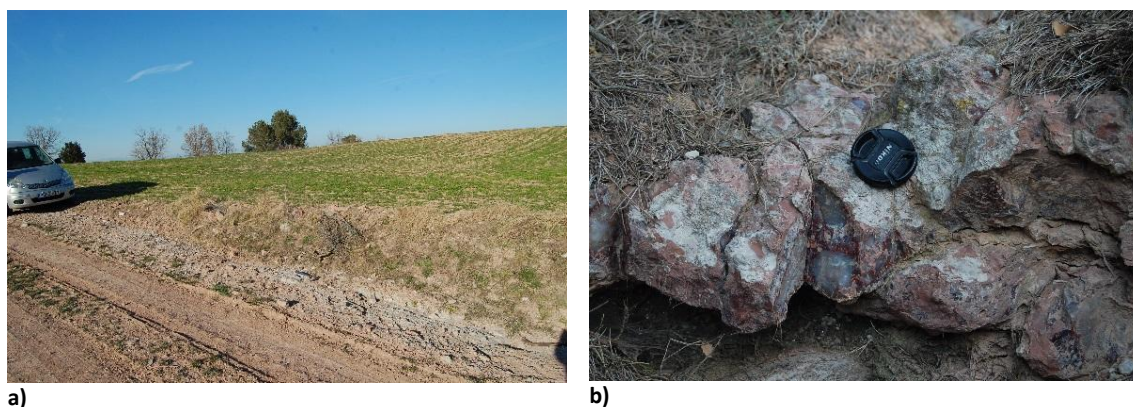


Figura 7.42. a) Vista general del afloramiento de La Guinardera. **b)** Detalle de la silicificaciones tipo de Cal Perdut.

Como viene sucediendo en todos los cortes geológicos de la zona, los límites de las unidades geológicas que comprenden la formación St. Genís no están bien definidos, sobre todo hacia el sur del municipio a la altura de Fillol y la Guinardera. En el corte geológico se observa en la base, extremo SE, el Bartonense de margas azuladas localmente arenosas. Seguidamente, se describe el Priabonense inferior, que consta de una alternancia de margas y areniscas rojas.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Por encima los yesos de St. Martí de Tous, y a techo la última unidad geológica en la zona de la formación St. Genís, las margas con areniscas rojas y esporádicos yesos con sílex, donde en la base, compuesta por margas blanquecinas, localizamos los sílex del afloramiento. Su espesor es de unos 80 m. El sílex se presenta en medidas decimétricas y su ratio es del 15-20% en relación a su encajante. Por tanto, todo el Priaboniense superior del corte geológico correspondería a la secuencia estratigráfica de la formación St. Genís con la ciclicidad típica de ambientes lacustres evaporíticos (Ortí *et al.*, 2007) y sus variaciones laterales (**figura 7.43**).

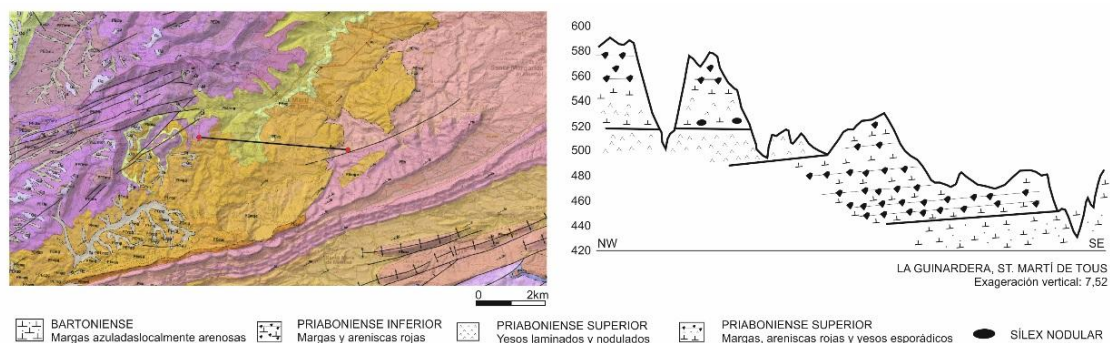


Figura 7.43. Corte geológico de la zona de la Guinardera. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

7.2.4.3. Roca encajante

El análisis petrográfico de la roca encajante nos muestra una litología de calizas margosas yesíferas en las que el carbonato ha reemplazado el yeso, el cual se presenta como porosidad móldica de pseudomorfos de yesos (50 y 500 μm) diseminados (30%) y en agregados (25%), cementados, en su mayoría, por carbonato esparítico equigranular. Se observan granos esqueléticos, principalmente foraminíferos (1-3%) y algas (1-3%). La matriz es microesparítica (20%) con abundancia de arcilla (35%). A parte de la porosidad selectiva secundaria (pseudomorfos de yeso), la porosidad no selectiva está también presente en forma de canales (3%) y vacuolar (7%), rellena principalmente por cemento esparítico de tipo drúsico (10%).

Una variante de ésta es la que encontramos en la base de Cal Perdut (PER-1), compuesta por carbonatos y arcillas litificadas (margas), definida por la presencia mayoritaria de una matriz microesparítica (40%) y arcillosa (20%). La muestra presenta granos esqueléticos en forma de intraclastos (10%), agregados (2%) y, esqueléticos, principalmente foraminíferos (5%) y en menor medida espículas de esponjas (1%). Como componentes no carbonáticos se define la presencia de microcuarzo en forma fragmentos de roca (intraclastos) (2%), yeso secundario anhídrico (3%) y elementos detríticos como cuarzos (1%) y feldespatos (2%). Como minerales accesorios destaca la hematites en agregados masivos (1-5%). La porosidad principal es la móldica (5%) con cemento esparítico equigranular (5%). La muestra presenta cierta

laminación, como consecuencia de una deposición tranquila. Presenta una fase inicial de compactación con el contacto de granos en punta (**figura 7.44**).

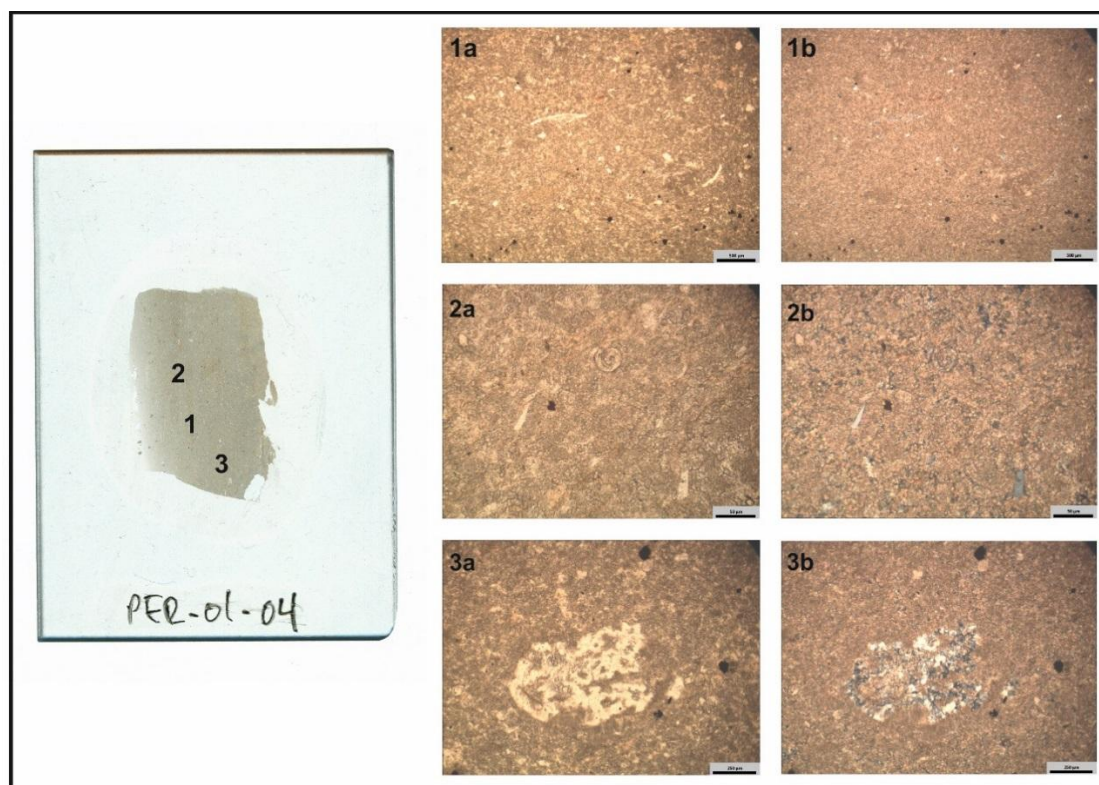


Figura 7.44. Marga yesífera. Con luz PP se observa una matriz microesparítica y arcillosa con bioclastos (**1a y 2a**), estructuras nodulares/enterolíticas de yesos secundarios (**3a**) y esporádicos intraclastos (**2a**). Con luz PC se observan los elementos esqueléticos reemplazados por micro-criptocuarzo (**1b**), así como parte de la matriz micrítica (**1b y 2b**). Los granos no esqueléticos en forma de intraclastos corresponden a fragmentos líticos de microcuarzo (**2b**), y también se observan diseminados por la roca, detríticos de cuarzo (**1b**). Aún conserva yeso secundario de microestructura nodular/enterolítica (**3b**).

7.2.4.4. Modelo deposicional

El ambiente desposicional corresponde a unas condiciones lacustres someras típicas de ambientes lacustres evaporíticos. La presencia de margas se relacionaría con el margen del lago (llanura mareal).

Según Ortí *et al.* (2007) durante el Paleógeno la zona de St. Martí de Tous se caracterizaría por un ambiente de lagos salinos poco profundos con poca concentración de sulfato cálcico. El centro del lago estaría ocupado por yeso masivo y bandeado, que estaría afectado por una gran actividad biológica, y es en estos momentos, cuando fruto de procesos de perforación, bioturbación, etc., la sílice crecería de manera intersticial como producto de una diagénesis temprana, reemplazando el yeso y formando nódulos de poco espesor. El margen de dichos lagos, que es en el que nos situaríamos para las formaciones silíceas de Cal Perdut, estaría

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

formado por llanuras de fangos salinos con o sin colonización de la vegetación (zona pantanosa), y en algunos casos se forman niveles de areniscas y conglomerados.

7.2.4.5. Abundancia cartográfica

El sílex tipo de Cal Perdut se localiza en un radio de 10 a 30 km del Abric Romaní. En dicho radio la formación ocupa un área de 116.954,6 ha. El promedio del espesor total es de 80 m y el aparente de la roca encajante de 5 m. La abundancia silíceo para este radio del territorio es de 1.461,9 ha., representando un 1,25% del total de la formación. Teniendo en cuenta el total de formaciones geológicas con aporte silíceo en el radio de acción de 10 a 30 Km, el porcentaje del sílex tipo Cal Perdut es de un **15,68%**.

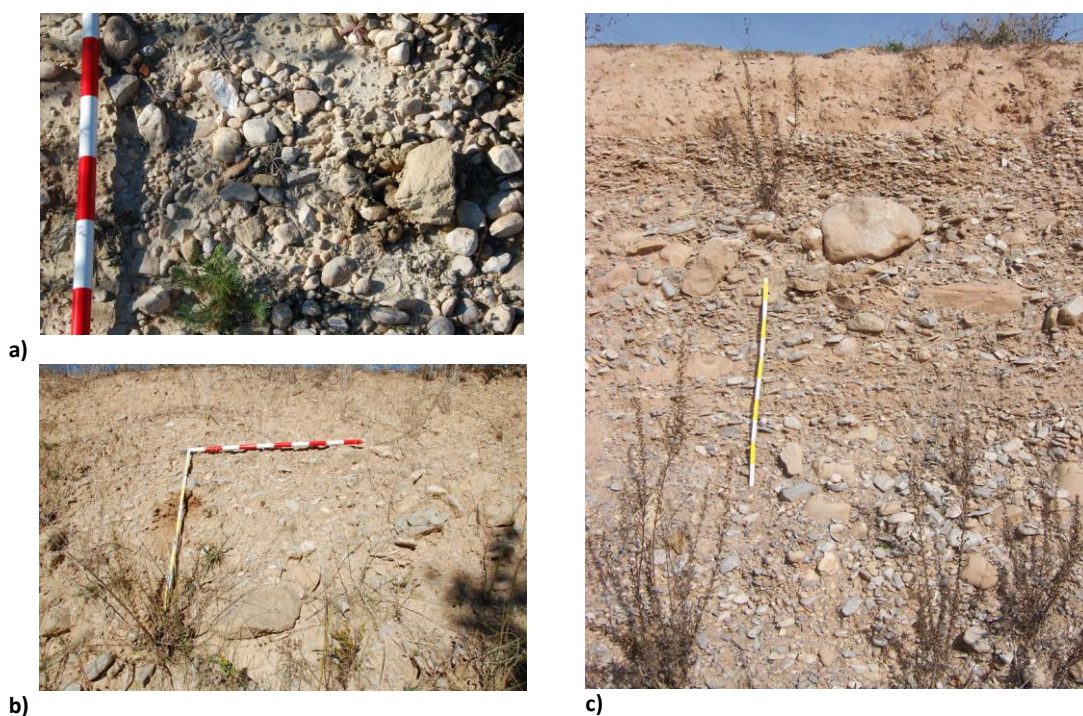


Figura 7.45. a) Muestreo con sílex en el Saió. b) Muestreo sin localización de sílex en el punto 1 de St. Jaume Sesoliveres (T2 río Anoia). c) Muestreo con sílex en el punto 2 de la T2 del río Anoia en St. Jaume Sesoliveres.

En relación al posible aporte secundario del sílex de Cal Perdut, el único curso fluvial que podría llevar dicho sílex a la red fluvial del Anoia es la Riera de Tous. Se han prospectado varios puntos en la riera de Tous localizándose sílex en las cercanías de los afloramientos silíceos, pero a medida que nos alejábamos de ellos y nos acercábamos al río Anoia, éstos desaparecían. Sólo hemos localizado sílex en antiguas terrazas (T2) de la riera de Tous (Saió, Sta. Margarida de Montbuí) y en uno de los dos puntos prospectados del río Anoia a su paso por el barrio St. Jaume Sesoliveres de Igualada (**figura 7.45**). En el Saió se contabilizaron 59 cantos de las siguientes litologías: calizas (71,2%), areniscas (23,7%), cuarzo (3,4%) y sílex

(1,7%). En el punto 1 de la T2 del río Anoia a su paso por el barrio de St. Jaume Sesoliveres (Igualada) los cantos contabilizados fueron 63 con: calizas (71,4%), areniscas (27%) y travertinos (1,6%). En el punto 2 fueron 87 cantos con: calizas (69,5%), areniscas (28,7%) y sílex (1,8%).

7.2.4.6. Descripción macroscópica

El análisis macroscópico de las nodulizaciones silíceas de estos afloramientos ha determinado la existencia de dos subtipos, ligados a los procesos de silicificación lacustres evaporíticos: Cal Perdut-01 (PER-01) y Cal Perdut-02 (PER-02).

La primera variedad silícea Cal Perdut-01 (PER-01) se caracteriza por unas coloraciones



Figura 7.46. Muestra geológica. Detalle de la variedad silícea PER-01. Fotografía con microscópico estereoscópico.

marrones (5YR 4/1 *Brownish Gray*), negras (5YR 2/1 *Brownish Black*; N2 *Grayish Black*) y en menor medida grises (N5 *Medium Gray*) de tonalidad oscura, aspecto mate y transparencia opaca. Su textura varía entre fina y muy fina. El análisis macroscópico determina la presencia de relictos evaporíticos, identificados como pseudomorfos de yesos, así como elementos aloquímicos esporádicos, en forma de intraclastos y bioclastos, que generan

una textura de tipo *mudstone-wackestone* (Dunham, 1962). Como inclusiones se observan óxidos de hierro, terrígenos y fango calcáreo, como rasgo característico de algunas piezas. Como estructuras sedimentarias se observan laminaciones. Se describen fisuras como rasgos postdiagenéticos y la presencia de una abundante pátina blanca (**figura 7.46**).

El segundo subtipo se caracteriza por unas coloraciones marrones (5YR 4/1 *Brownish Gray*, 5YR 6/1 *Light Brownish Gray*, 5YR *Brownish black*), verdes grisáceos (5G 4/1 *Dark Greenish Gray*,



Figura 7.47. Sílex tipo GUIN-02-07. Muestra: AR'01. Niv.M.O52. nº145.

5GY 8/1 *Light Greenish Gray*) y azules grisáceos (5B 5/1 *Medium Bluish Gray*, 5PB *Grayish Blue*, 5B 6/2 *Pale Blue*), de tonalidad oscura, pero más clara que el subtipo anterior, aspecto mate y transparencia generalmente translúcida. Su textura es fina. Como elementos aloquímicos, allá donde la textura deposicional es reconocible, se observan ooides, peloides e intraclastos que le confieren una textura

de tipo *mudstone-wackestone*. Como inclusiones se observan óxidos, sobre todo acumulados

en la zona neocortical. Como estructuras sedimentarias, cuando las presentan, se describen laminaciones y figuras de compactación (tipo estilolitos) (**figura 7.47**).

7.2.4.7. Descripción microscópica

El análisis petrográfico de la variante sílicea PER-01 muestra como componentes síliceos cuarzo micro-criptocristalino (60%) en matriz, y esporádicos cuarzoes fibrosos (2%) y megacuarzo (1%), como cementos de antiguas porosidades canaliformes y vacuolares. Esta variante sílicea presenta abundantes carbonatos micríticos (30%), como parte de la textura deposicional original que no ha sido reemplazada por el micro y criptocuarzo. También presenta anhidrita (1%) y yesos secundarios (5%) previos a la silicificación. La anhidrita se presenta en agregados de prismas fasciculados de unas 200 μm de tamaño. El yeso es anhédrico de extinción no uniforme. Otros yesos aparecen en forma de pseudomorfos lenticulares cementados por microesparita (**figura 7.48**). En algunas muestras el porcentaje de yeso secundario de extinción no uniforme aumenta considerablemente llegando al 30%, disminuyendo el contenido de cuarzo micro-criptocristalino y de carbonatos (de 30 al 10%) (**figura 7.49**).

En las muestras se describen terrígenos en forma de cuarzo detrítico (1%) de unas 100 μm de tamaño, óxidos de hierro (1-3%) y arcilla (5-10%).

Como porosidades se observan *vugs* de disolución, canales y fracturas en porcentajes del 10-15%.

La cortical está formada por arcilla y micrita en la que se observan esporádicos pseudomorfos de yeso, que al igual que en el resto de la silicificación está cementado por microesparita.

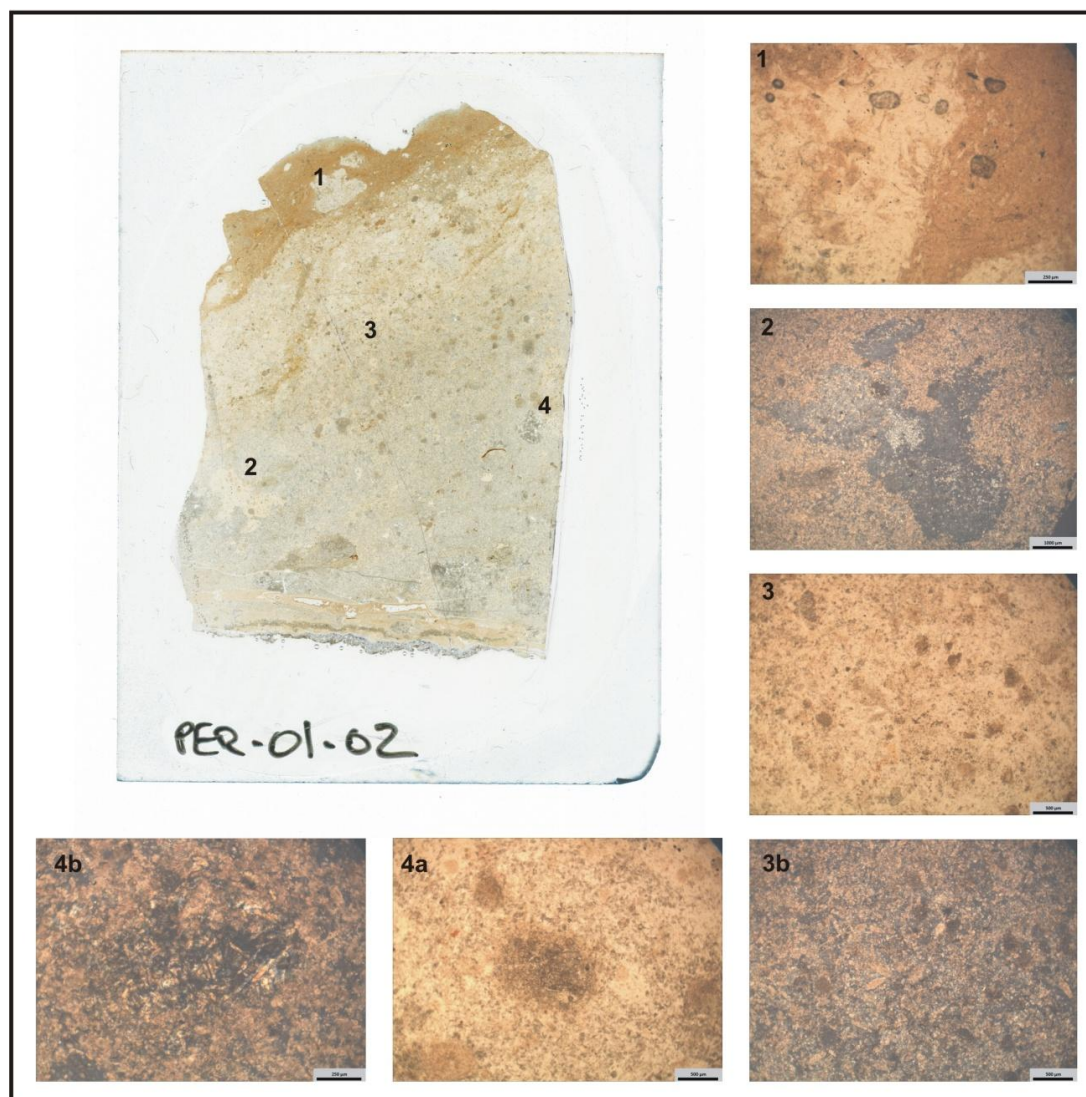


Figura 7.48. Con luz PP observamos el córtex formado por arcilla y micrita en la que aparecen pseudomorfos de yesos cementados por microesparita **(1)**. La misma textura deposicional se observa en la silificación en aquellas partes donde aún no está reemplazada por micro-criptocuarzo **(2 y 3)**. Las imágenes **4a y 4b** muestran un agregado de prismas de anhidrita **(4a y 4b)** [PP y PC].

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní



Figura 7.49. Con luz PP observamos el córtex formado por carbonatos y arcilla (**1a**) la textura deposicional primaria carbonática (**2a**) y pseudomorfos de yeso reemplazados por carbonatos esparíticos (**3a**). Con luz PC se observa el reemplazamiento por cuarzo micro-cristalino de los carbonatos micríticos previos a la silicificación (**1b**, **2b**, **3b**) y los yesos secundarios de extinción no uniforme (**3b**).

El subtipo PER-02 está compuesto por cuarzo microcristalino y criptocuarzo (50-60%), reemplazando la matriz de la textura deposicional primaria. En algunas muestras documentamos cuarzo fibroso esferulítico del tipo calcedonita, como cemento de la porosidad vacuolar. Como componentes no silíceos destaca el yeso secundario en porcentajes en torno al 25% de cristales subédricos, y de manera testimonial, y sólo en algunas muestras, cristales anhédricos de extinción no uniforme (1%). Los carbonatos están presentes en forma de micrita (8%) como textura deposicional primaria y esparita (3-5%) posterior a la silicificación en forma de cemento de la porosidad móldica y vacuolar (**figura 7.50**).

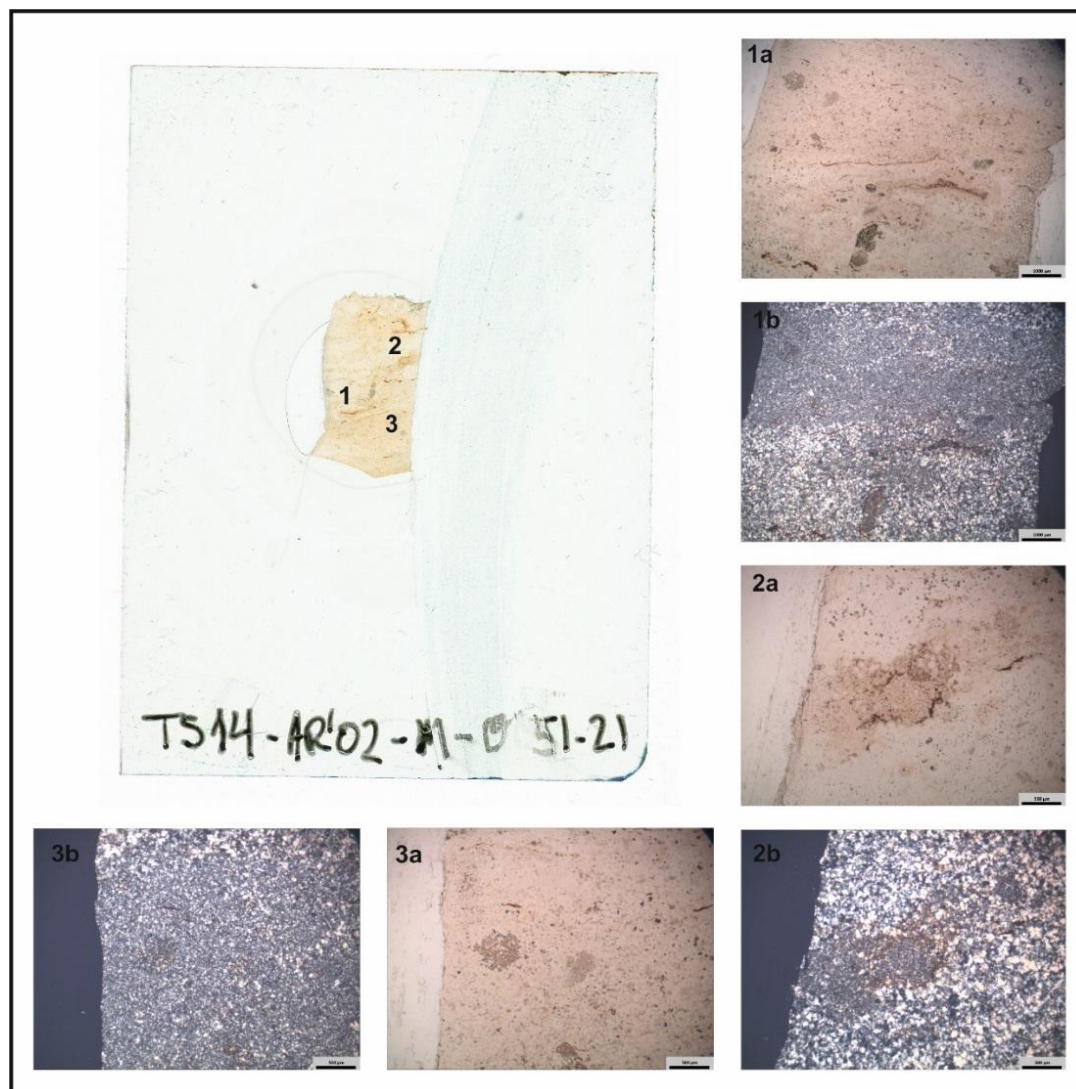


Figura 7.50. Con luz PP observamos las figuras de compactación por presión-disolución-nodulización (**1a**), así como una cierta laminación observada con luz PC por la presencia de cuarzo microcristalino intercalado entre el yeso secundario subédricos (**1b y 3b**). En las **figs. 2a y 3a** con luz PP se observan relictos de la textura deposicional primaria conservada por el cemento de la porosidad intergranular en forma de micrita y arcilla que deja entrever el yeso granular primario reemplazado por cuarzo microcristalino (con luz PC **2b y 3b**).

Los minerales accesorios están presentes en forma de óxidos de hierro (5%) en fisuras y estructuras estilolíticas, y en minerales de la arcilla diseminados.

Las porosidades más frecuentes son las vacuolares (10%) y en menor medida móldicas (1-3%), de pseudomorfos de yeso y de granos esqueléticos de la textura deposicional original (gasterópodos). En algunas muestras la porosidad vacuolar puede aumentar hasta el 30%, generalmente cementados por calcita esparítica. En estos casos la presencia de yeso secundario disminuye notablemente.

Las estructuras sedimentarias presentes en algunas muestras son las laminaciones.

La compactación química de muchas piezas muestra frecuentes estructuras de disolución. En algunos casos se observan pequeñas figuras estilolíticas rellenas por arcilla, cuarzo microcristalino o carbonato micrítico.

7.2.4.8. Análisis complementarios

En cuanto al sílex geológico se ha pulverizado una muestra con el fin de obtener la difracción de Rayos-X. Los datos cualitativos muestran el cuarzo como componente dominante, seguido de la moganita y la anhidrita. Éstos dos minerales serían congruentes con el ambiente evaporítico descrito a partir de la litofacies encajante (Kendall, 1979a; 1979b; Arbey, 1980; Knauth, 1994) (**figura 7.51**). Como ya hemos comentado en el **apartado 7.2.1.8** la presencia del carburo de tungsteno (WC) tiene que ver con la contaminación en el molido de las muestras.

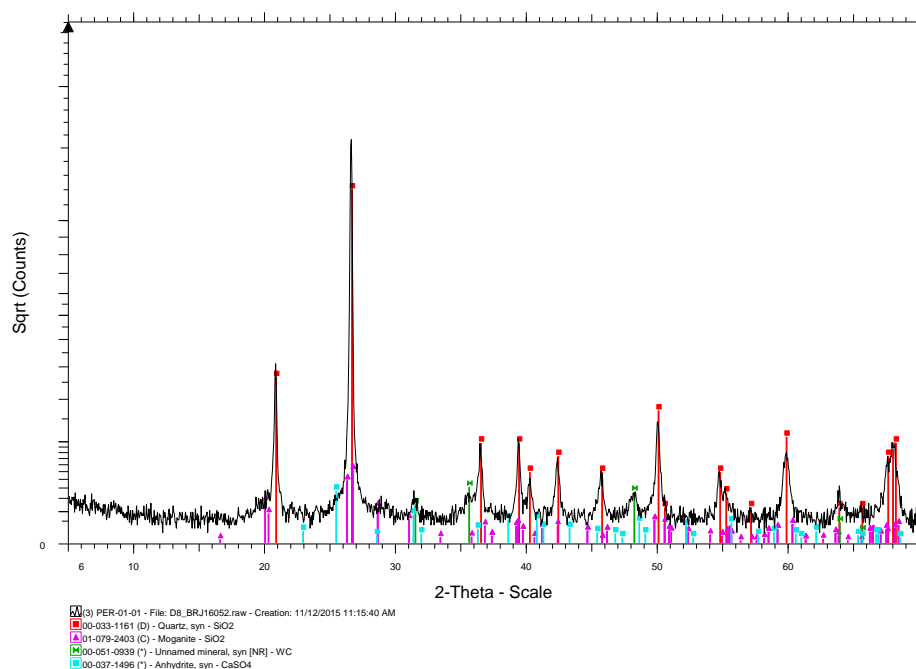


Figura 7.51. Difractograma de la silicificación de Cal Perdut, en la que se detecta la presencia de cuarzo, moganita y anhidrita.

Una de las muestras arqueológicas analizadas en lámina delgada se ha aprovechado para pulverizar la muestra restante con el fin de obtener los minerales que forman este tipo síliceo. El difractograma muestra el cuarzo como componente dominante, seguido de la moganita y el carburo de tungsteno (**figura 7.52**). Al igual que la muestra geológica, la presencia de la moganita sería congruente con el ambiente evaporítico descrito para este tipo síliceo.

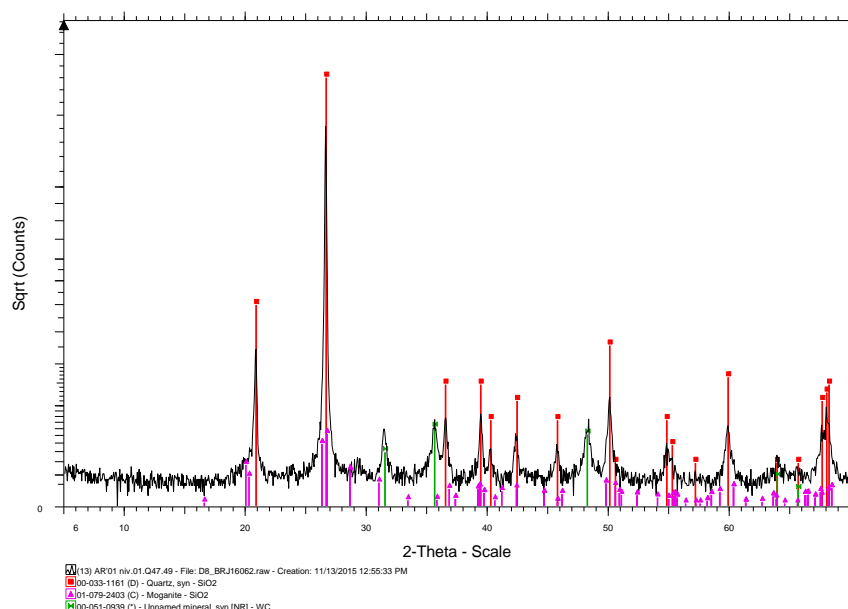


Figura 7.52. Difractograma de la muestra arqueológica AR'01.niv.M. Q47.nº49. Se detecta la presencia de cuarzo y moganita, además de la contaminación del WC.

7.2.4.9. Representación en el registro arqueológico

El tipo sílex Cal Perdut (PER) está compuesto en el registro arqueológico por 530 objetos que equivale al 11,6% del total del sílex analizado para los tres niveles. Por niveles queda representado de la siguiente manera: 364 objetos para el nivel M (13,1%), 48 para el Oa (13,2%) y 118 para el P (8,4%). Por subtipos tenemos que para el **nivel M** tenemos 28 restos de PER-01 (1%) y 336 de PER-02 (12,1%). Para el **nivel Oa** se presenta un objeto de PER-01 (0,3%) y 47 restos de PER-02 (13%). Por último, para el **nivel P** tenemos 16 objetos de PER-01 (1,1%) y 102 de PER-02 (7,3%) (**tabla 7.5**).

	Niv. M	Niv. Oa	Niv. P	Total
PER-01	28 7,69%	1 2,08%	16 13,56%	45 8,49%
PER-02	336 92,31%	47 97,92%	102 86,44%	485 91,51%
Total	364 100%	48 100%	118 100%	530 100%

Tabla 7.5. Distribución de los subtipos PER por niveles arqueológicos

7.2.5. SÍLEX DE LA GUINARDERA

Sílex de reemplazamiento de lutitas rojas y calcarenitas. En la **tabla 7.6** presentamos el resumen de los principales caracteres del sílex tipo Guinardera (GUIN).

TIPO SÍLEX	Nº DE PIEZAS	PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS		AFLORAMIENTOS Mapa Figura 7.1	ORIGEN LITOLÓGICO
		MACROSCÓPICAS	MICROSCÓPICAS		
GUIN	95 (M) 38(Oa) 32 (P) N=165	<ul style="list-style-type: none"> -<u>Textura entre muy fina (variedad jaspoide) y media al tacto</u> -<u>Coloraciones marrones grisáceas</u> (5YR 4/1 Brownish gray, 5B 7/1 Light Bluish gray) <u>con zonas de tonalidades rojizas</u> (10R 5/4 Pale Reddish Brown), <u>rojizas</u> (5R 3/4 Dusky red; 10R 4/6 Moderate Reddish Brown) y <u>amarillentas</u> (5Y 6/4 Dusky yellow; 10YR 5/4 Moderate Yellowish Brown). -Las coloraciones y tonalidades rojizas y amarillentas son fruto de la <u>acumulación de óxidos de hierro</u>. -<u>Transparencia opaca</u> y aspecto mate -Relictos evaporíticos; algunos pseudomorfos de yesos. -Algunos casos se observan estructuras sedimentarias en forma de laminaciones -Rasgos postdiagenéticos; algunas muestras presentan fisuras. 	<ul style="list-style-type: none"> -Cuarzo micro-criptocristalino (45-55%), cuarzo fibroso del tipo calcedonita (8%) y formas mixtas (2%) en matriz. -Algunas veces cuarzo fibroso en las porosidades. -Megacuarzo isométrico (1-3%) como cemento de porosidades vacuolares. -<u>Rasgo diagnóstico, presencia de minerales de la arcilla (20-40%) y óxidos de hierro (5-10%) que le confiere esas coloraciones.</u> -Yeso secundario (15-20%) de ext. no uniforme y cristales subédricos -Esparita post. silificación entre 125-500µm diseminada. -Porosidades en torno al 5-10%, y en algunas muestras casi del 20%. -Estructuras de disolución-nodulización. -Laminaciones como estructuras sedimentarias 	Cal Perdut-04 [20] Guinardera [21]	LUTITAS ROJAS/ CALCARENITAS

Tabla 7.6. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Guinardera (GUIN), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.

5.2.5.1. Localización geográfica

El sílex tipo de la Guinardera se localiza en la Fm. St. Genís, en la zona que comprende el Coll de la Guinardera y el embalse de Tous, al sur del municipio de St. Martí de Tous. Se han localizado dos afloramientos silíceos en estratigrafía: La Guinardera [21] y el que hemos denominado Cal Perdut 4 [20] por encontrarse en situación estratigráfica al sílex tipo de Cal Perdut (véase apartado 7.2.4).

5.2.5.2. Afloramientos

La Guinardera (GUIN) [21]

Este afloramiento se establece como tipo para esta variedad silícea recibiendo el nombre de sílex de la Guinardera [21]. Se localiza a pocos metros del afloramiento que aporta una de las variedades silíceas de Cal Perdut, por lo que hemos dado el mismo número y nombre al afloramiento. Se localiza en la zona del Coll de la Guinardera, del que recibe el nombre, al sur de St. Martí de Tous (figura 7.53). Del Abric Romaní se localiza a 15,3 km de distancia en línea recta (véase figura 7.1 y 7.2). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

La Guinardera [21]: 375503E; 4600582N

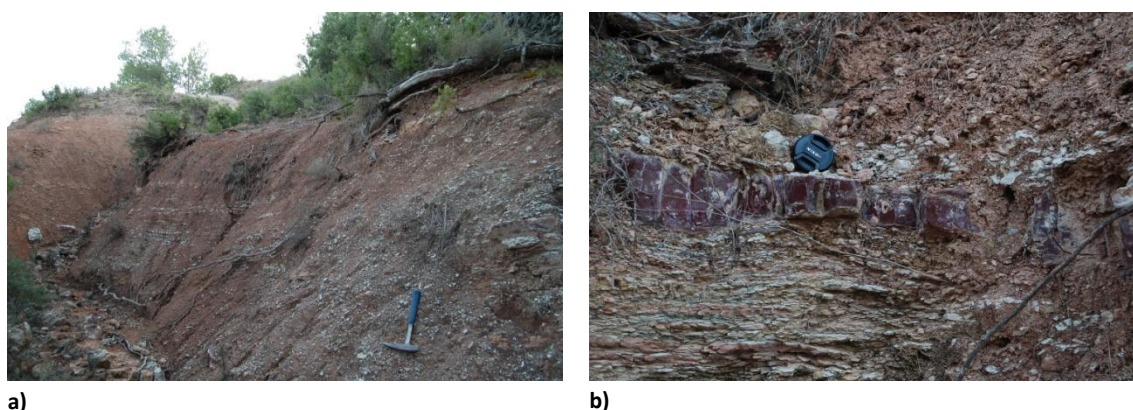


Figura 7.53. a) Vista general del afloramiento de la Guinardera. b) Detalle de la silicificaciones.

Como ya hemos comentado anteriormente, los límites de las unidades geológicas que comprenden la formación St. Genís no están bien definidos, sobre todo en esta zona. En el corte geológico se observa a la base, extremo SE, el Bartonense de margas azuladas localmente arenosas. Seguidamente, tenemos el Priabonense inferior que consta de una alternancia de margas y areniscas rojas. Por encima tenemos los yesos de St. Martí de Tous. A techo la última unidad geológica en la zona de la formación St. Genís; las margas con areniscas rojas, lutitas rojas y esporádicos yesos con sílex donde situamos a techo de la unidad la

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Guinardera. Su espesor es de unos 80 m. El sílex se presenta entre las areniscas rojas y las lutitas rojas de medidas decimétricas y su ratio es del 15-20% en relación a su encajante. Por tanto, todo el Priaboniense superior del corte geológico correspondería a las secuencia estratigráfica de la formación St. Genís con la ciclicidad típica de ambientes lacustres evaporíticos (Ortí *et al.*, 2007) y sus variaciones laterales (**figura 7.54**).

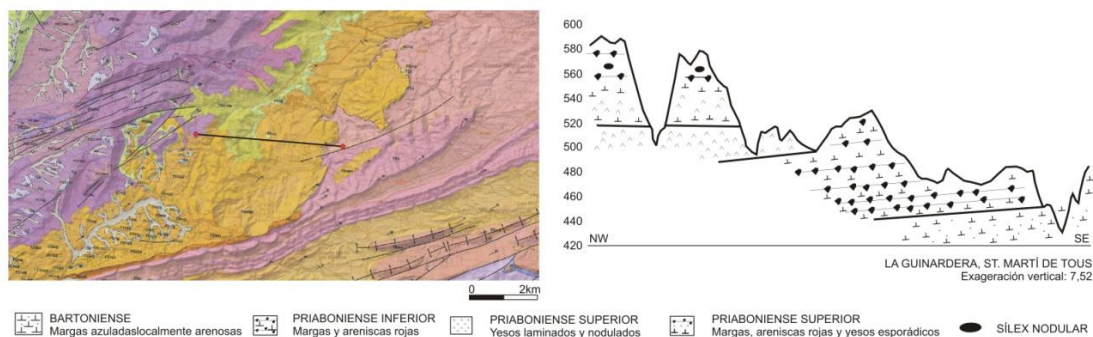


Figura 7.54. Corte geológico de la zona de la Guinardera. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Cal Perdut 4 [20]

El afloramiento de Cal Perdut 4 [20] se localiza en la montaña que arranca a los pies de la masía de Cal Perdut (St. Martí de Tous, Anoia), de la que recibe el nombre. Estratigráficamente es suprayacente a las silicificaciones del tipo de Cal Perdut (**figura 7.55**). Del Abric Romaní se encuentra a una distancia de 16,41 km (**véase figura 7.1**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Cal Perdut-04 [20]: 374707E; 4601594N

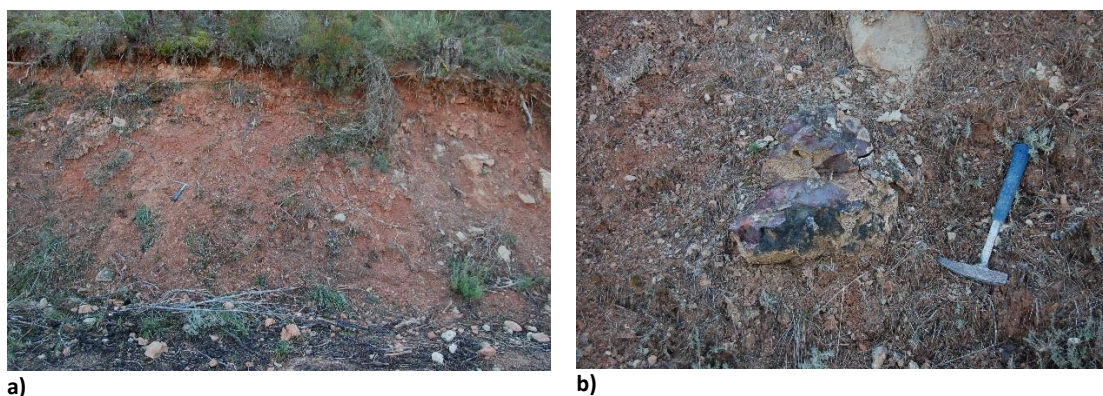


Figura 7.55. a) Vista general del afloramiento de Cal Perdut-04. b) Detalle de un nódulo silíceo en la formación.

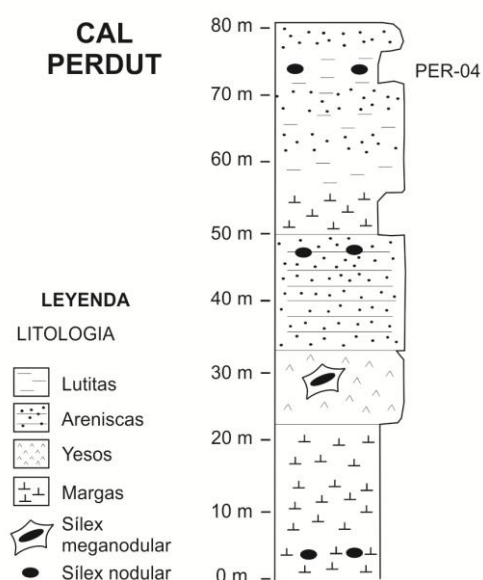


Figura 7.56. Columna estratigráfica esquemática de la zona de Cal Perdut. Sitiamos Cal Perdut 4 (PER-04).

El afloramiento silíceo se sitúa dentro de la última unidad geológica cartografiada del Priaboniense superior. Presenta cuatro pisos con sílex. El que nos interesa se localiza a techo, formado por la intercalación de margas con lutitas y areniscas. El sílex aparece entre las lutitas rojas, con medidas decimétricas, y un porcentaje de representación del 10% de la superficie aflorante (**figura 7.56**).

7.2.5.3. Roca encajante

La litofacies de la roca encajante corresponde a una calcarenita, definida por los componentes detríticos de la calcita (35%), el cuarzo (30%) y los feldespatos (10%), incluidos en una matriz micrítica y microesparítica (20%). Destaca la porosidad intercrystalina (30%) y de manera testimonial la vacuolar y de fractura (1-3%). En algunas muestras la arcilla llega a suponer el 25% de la muestra, en detrimento de la micrita y microesparita (PER-04) (**figura 7.57**). Por las características del encajante nos situaríamos en la zona más marginal del lago; la llanura arenosa.

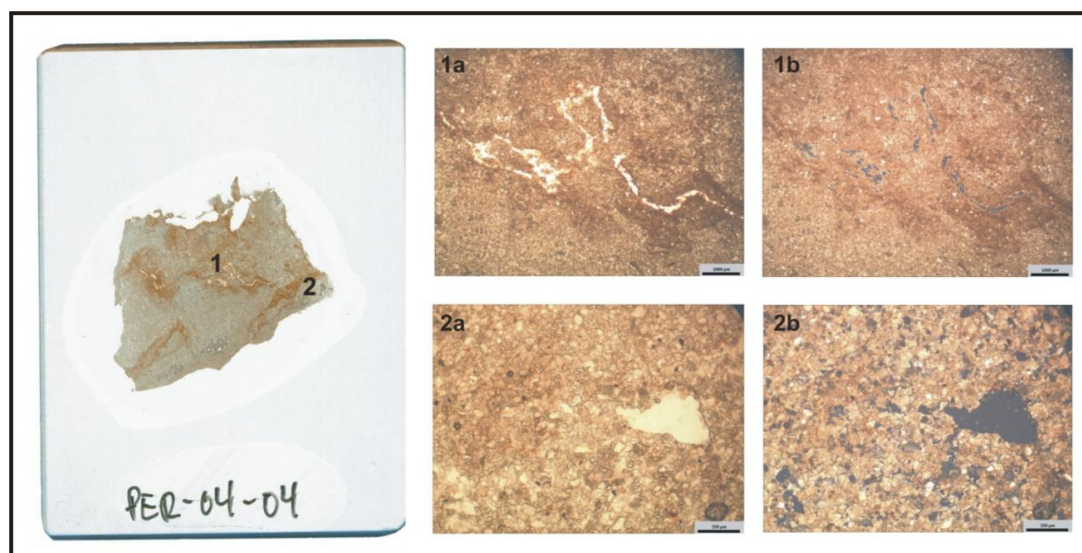


Figura 7.57. Con luz PP (a) y PC (b) se observa una porosidad de tipo canaliforme rodeada de arcilla (1a) y una porosidad vacuolar (2).

7.2.5.4. Modelo deposicional

El ambiente deposicional corresponde a unas condiciones lacustres someras, típicas de ambientes lacustres evaporíticos. La presencia de lutitas y areniscas se relacionaría con el margen del lago (llanura mareal arenosa).

7.2.5.5. Abundancia cartográfica

El sílex tipo de la Guinardera se localiza en el radio de acción del Abric Romaní de 10 a 30 km. La dimensión del afloramiento ocupa un área de 116.954,6 ha. El promedio del espesor total es de 80 m y el del espesor observable de la roca encajante en el afloramiento es de 4 m. La abundancia sílicea para el territorio se ha calculado en 730,9 ha., que representa un 0,6% del total de la formación. Teniendo en cuenta el resto de formaciones que aportan sílex, tenemos que el sílex tipo de la Guinardera representa el **7,84%** del total de sílex que se dispone un radio de 10 a 30 km.

Igual que en el sílex tipo de Cal Perdut, el único curso fluvial que podría llevar sílex del tipo Guinardera a la red fluvial del Anoia es la Riera de Tous. Se han prospectado varios puntos en la riera de Tous y el río Anoia, localizándose escaso sílex (**véase apartado 7.2.4.5**).

7.2.5.6. Descripción macroscópica

El análisis macroscópico de las nodulizaciones síliceas de estos afloramientos ha determinado la existencia de dos subtipos, ligados a los procesos de silicificación lacustres evaporíticos.



Figura 7.58. Sílex de grano fino con óxidos de hierro presentes en las laminaciones de la variedad PER-04-03. Muestra: AR'13. niv. Pinf. S57.nº15.

El primer subtipos de sílex de la Guinardera (GUIN-01), presenta una textura entre fina y media al tacto, con unas coloraciones marrones grisáceas (5YR 4/1 *Brownish gray*, 5B 7/1 *Light Bluish gray*), con zonas o tonalidades rojizas (10R 5/4 *Pale Reddish Brown*), fruto de la acumulación de óxidos de hierro en ciertas partes de la piezas. Presenta una transparencia opaca y aspecto mate (**figura 7.58**). Se localizan algunos pseudomorfos de yesos y en algunos casos se observan estructuras sedimentarias en forma de

laminaciones. Como rasgos postdiagenéticos se describen fisuras.



Figura 7.59. Detalle de una muestra geológica silícea del subtipo GUIN-02. Fotografía realizada con microscópico estereoscópico.

La segunda variedad silícea: Guinardera-02 (GUIN-02), se puede considerar una variedad lateral de GUIN-01. Posee una coloración roja muy homogénea (*5R 3/4 Dusky Red; 10R 4/6 Moderate Reddish Brown*) y amarillenta (*5Y 6/4 Dusky yellow; 10YR 5/4 Moderate Yellowish Brown*), de tonalidad oscura, aspecto céreo y transparencia opaca, con una textura muy fina. Obviamente es una variedad que presenta abundancia en óxidos de hierro y arcilla que le confiere estas coloraciones. Como

estructuras sedimentarias se observan laminaciones. Es una variedad de sílex muy característica que se puede considerar como un jaspoide (**Figura 7.59, 7.60 y 7.61**).

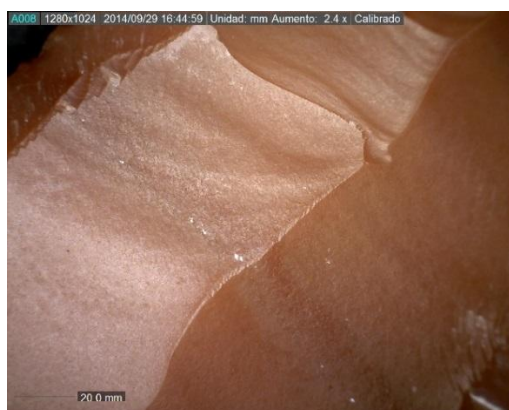


Figura 7.60. Variedad de sílex GUIN-02. Muestra arqueológica: AR'12.niv.P. U55.nº24.

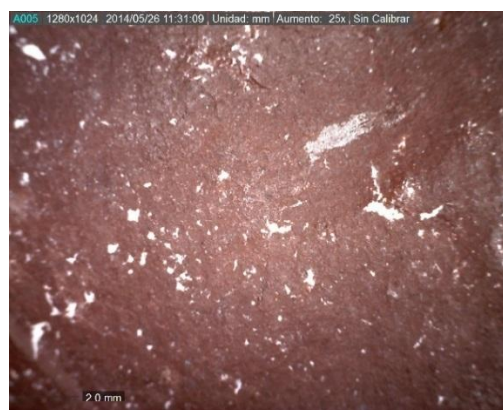


Figura 7.61. Variedad del sílex tipo GUIN-02. Muestra arqueológica: AR'03.niv.M.T43.nº26.

5.2.5.7. Descripción microscópica

El subtipo GUIN-01 se caracteriza por la presencia en la matriz de cuarzo microcristalino (45%) y cuarzo fibroso del tipo calcedonita (8%) y formas mixtas (2%). En algunos casos el cuarzo fibroso se dispone en las porosidades. El megacuarzo, cuando está presente, aparece como cemento de las porosidades vacuolares, de carácter isométrico y en mosaico (1-3%).

Como componentes no silíceos destaca, como rasgo diagnóstico, la presencia de minerales de la arcilla (20%) y óxidos de hierro (10%) que le confiere los colores rojizos en ciertas partes de las piezas. La arcilla se presenta en los contornos de las nodulizaciones, en los esferulitos y en las estructuras de disolución. Los óxidos de hierro se localizan en la nodulizaciones. El yeso secundario es abundante, en torno al 15-20%, en forma de agregados microcristalinos y cristales anhédricos de extinción no uniforme. Los carbonatos están presentes como un

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

proceso posterior a la silicificación en cristales subédricos de calcita esparítica (5%), de tamaño entre 125-500 μm , diseminados por las muestras.

La compactación química genera estructuras de disolución-nodulización del tipo estruclutras enterolíticas y a nivel de porosidades causan *vugs*. Otra de las porosidades comunes en este tipo de variedad sílicea son las bioturbaciones. En general las porosidades tienen un porcentaje en torno al 5-10%, y en algunas muestras llegando casi al 20% (**figura 7.62**).

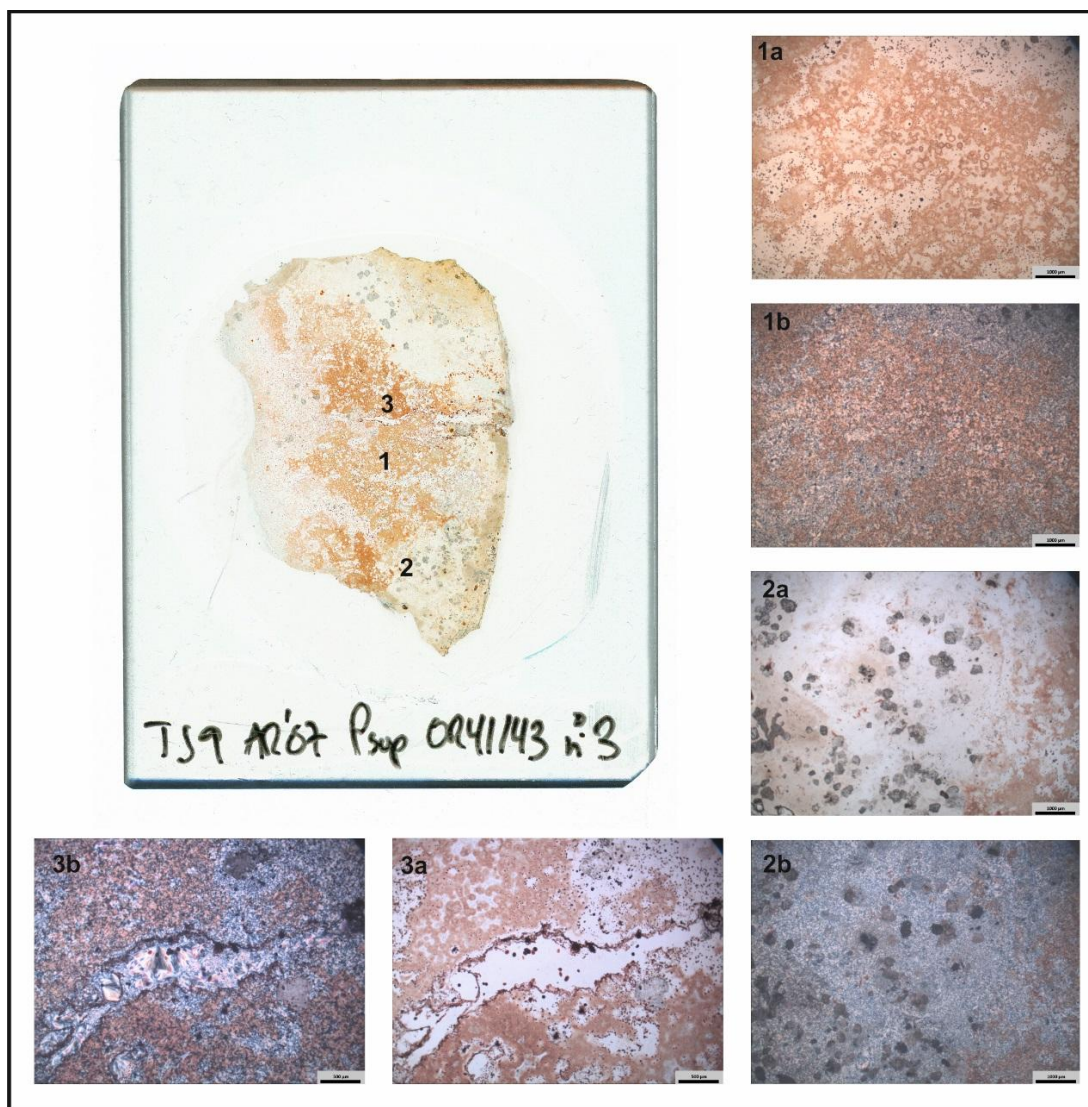


Figura 7.62. Con luz PP observamos los minerales de la arcilla en las estructuras de disolución (**1a**, **2a**, **3a**) y en los contornos de las nodulizaciones y los esferulitos, así como los cristales de esparita diseminados (**2a**) y una porosidad por bioturbación (**3a**). Con luz PC observamos el reemplazamiento del cuarzo microcristalino y el yeso secundario (**1b**, **2b**), así como el cemento del cuarzo fibroso en las bioturbaciones (**3b**).

El subtipo GUIN-02 se caracteriza por una textura cristalina donde predomina el cuarzo micro y criptocristalino (55%) y la arcilla es muy abundante llegando a unos porcentajes del 40%.

Como minerales accesorios tenemos los óxidos de hierro representados por hematites masiva (5%) dispuesta en las porosidades de tipo canaliforme.

Las muestras presentan porosidades en forma de fracturas (20%), bioturbación (3%) y por retracción (3%), cuyas paredes e interiores están rellenas por cuarzo micro y criptocristalino, arcilla y en menor medida hematites masiva (principalmente en la porosidad por bioturbación). La porosidad por retracción suele darse por la contracción que se da en fangos de llanuras mareales, por lo que su ambiente deposicional suele ir asociado a zonas marginales (Flügel, 2004) (**figura 7.63**).

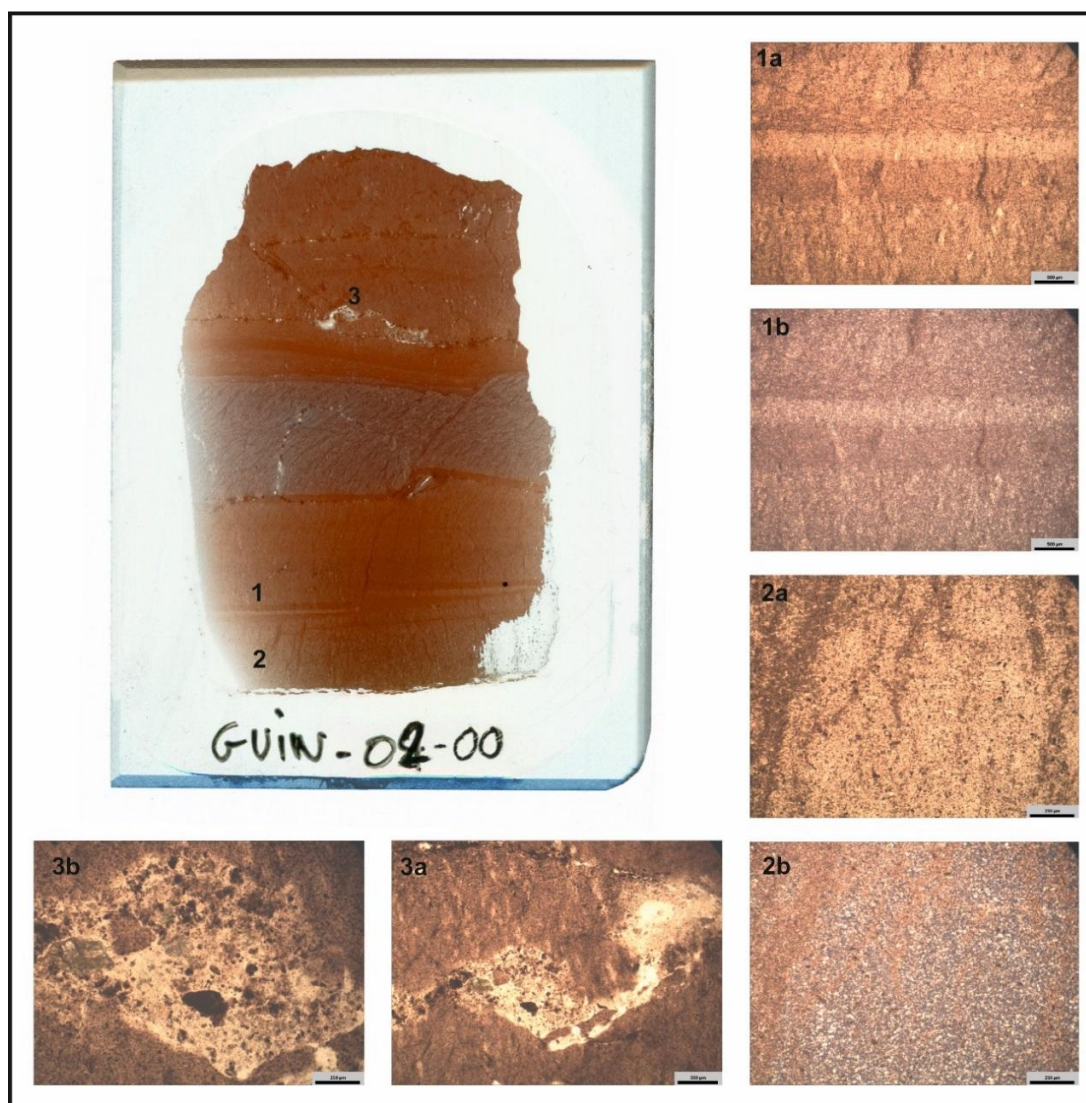


Figura 7.63. Laminaciones fruto de la mayor o menor concentración de arcilla (**1**) [PP y PC]. Porosidad por retracción tapizada por arcilla (**2a**) y porosidad de tipo *burrow* (**3a y b**) con luz PP. Con luz PC se observa el reemplazamiento de la matriz original lutítica por cuarzo micro y criptocristalino (**1b y 2b**).

Como estructuras sedimentarias presenta laminaciones fruto de un ambiente de deposición tranquila.

En definitiva, se trata de un sílex de textura cristalina que reemplaza una matriz lutítica roja en un ambiente de llanuras lutíticas de margen de cuenca evaporítica.

7.2.5.8. Análisis complementarios

La difracción de Rayos-X de la muestra geológica de GUIN-01 procedente del afloramiento de Cal Perdut 4 muestra el cuarzo como componente dominante, seguido de la moganita y el componente contaminante WC del molido de la muestra (**figura 7.64**).

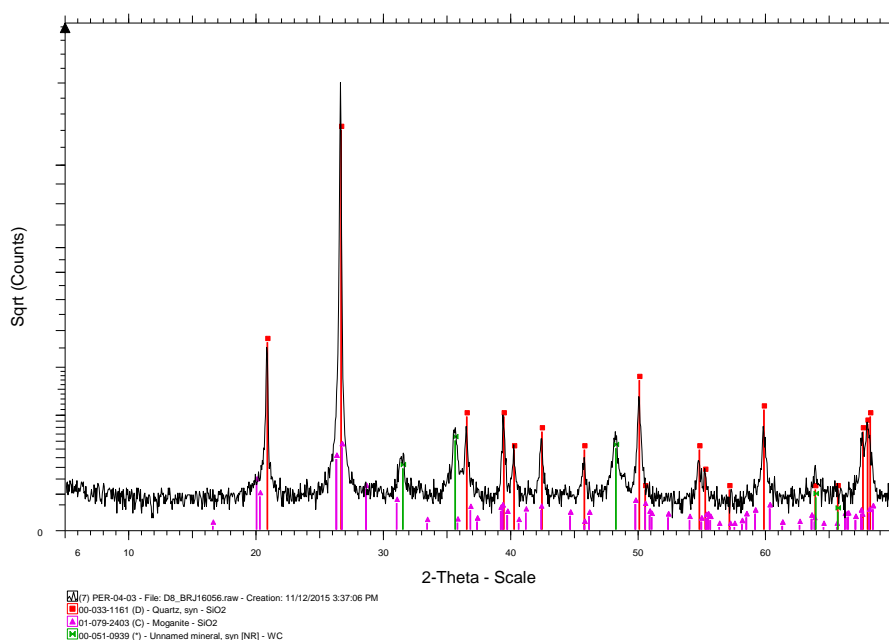


Figura 7.64. Difractograma de la muestra geológica GUIN-01.

La difracción de Rayos-X de la muestra geológica de GUIN-02 procedente del afloramiento de la Guinardera muestra el cuarzo como componente dominante, seguido de la calcita, montmorillonita, dolomita y el componente contaminante WC del molido de la muestra. La presencia de la montmorillonita confirma el ambiente deposicional de llanura mareal rica en arcillas dado por la roca encajante (**figura 7.65**).

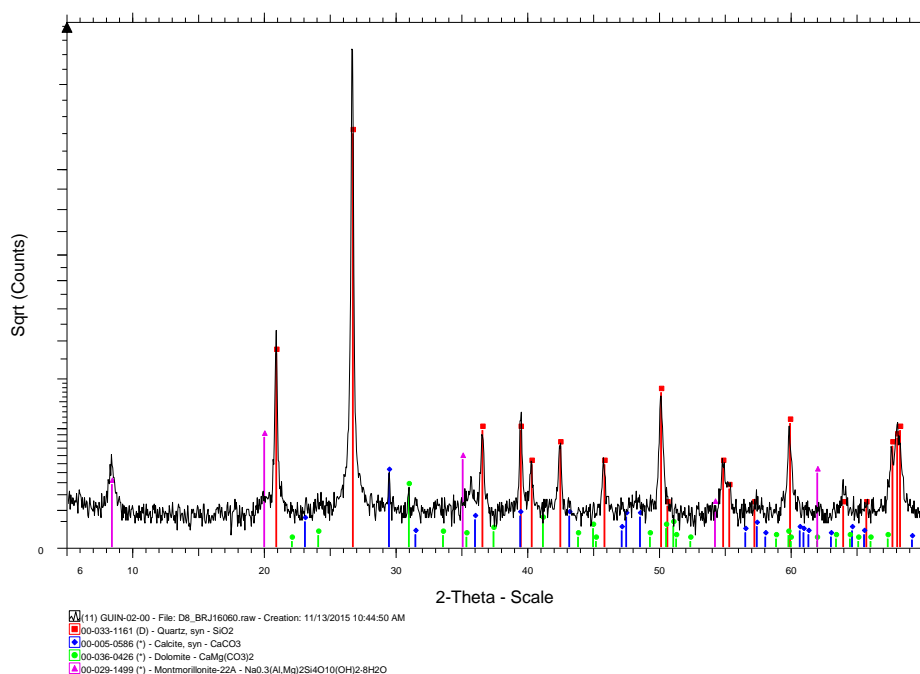


Figura 7.65. Difractograma de la muestra geológica GUIN-02.

7.2.5.9. Representación en el registro arqueológico

El tipo de sílex la Guinardera (GUIN) está compuesto en el registro arqueológico por 165 objetos que equivalen al 3,6% del total del sílex analizado para los tres niveles. Por niveles queda representado en: 95 restos líticos para el nivel M (3,4%), 38 para el Oa (10,5%) y 32 para el P (2,3%). Por subtipos tenemos que para el **nivel M** tenemos 91 restos de GUIN-01 (3,3%) y 4 de GUIN-02 (0,1%). Para el **nivel Oa** únicamente está representados el subtipo GUIN-01 con 38 objetos (10,5%). Por último, para el **nivel P** tenemos 26 objetos de GUIN-01 (1,8%) y 6 de GUIN-02 (0,4%) (**tabla 7.7**).

	Niv. M	Niv. Oa	Niv. P	Total
GUIN-01	91	38	26	155
	95,97%	100%	81,25%	93,93%
GUIN-02	4		6	10
	4,03%		18,75%	9,07%
Total	95	38	32	165
	100%	100%	100%	100%

Tabla 7.7. Distribución del los subtipos GUIN por niveles arqueológicos.

7.2.6. SÍLEX DE MAS DE TOUS

Sílex de reemplazamiento de lutitas verdes. En la **tabla 7.8** presentamos el resumen de los principales caracteres del sílex Mas de Tous (MDT).

TIPO SÍLEX	Nº DE PIEZAS	PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS		AFLORAMIENTOS Mapa Figura 7.1	ORIGEN LITOLÓGICO
		MACROSCÓPICAS	MICROSCÓPICAS		
MDT	399 (M) 40 (Oa) 13 (P) N=453	<p><u>-Textura media</u></p> <p>-Pátina bastante generalizada</p> <p>-Coloraciones blancas y azules grisáceas claras (5B 9/1 Bluish White, 5B 7/1 Light Bluish Gray, N8 Very Light Gray; N9 White).</p> <p>-<u>Transparencia opaca</u> y aspecto mate</p> <p>-<u>Relictos evaporíticos</u>, fantasmas, pseudomorfos de yeso.</p> <p>-<u>Rasgos posdiagenéticos; fisuras.</u></p>	<p>-<u>Microcuarzo en matriz (55%).</u></p> <p>-Calcedonita y calcedonita helicoidal (1%) como cemento de las porosidades de disolución.</p> <p>-<u>Yeso primario granular de litofacies gipsilutita (45%).</u> En ocasiones estructuras <i>chicken-wire</i>.</p> <p>-En algunos casos se observan procesos de calcificación del yeso.</p>	Mas de Tous [24] Cal Tomas [23]	LUTITAS VERDES/ CALCARENITAS

Tabla 7.8. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Mas de Tous (MDT), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.

7.2.6.1. Localización geográfica

Como todo tipo silíceo localizado en la proximidades el municipio de St. Martí de Tous, el sílex tipo de Mas de Tous se localiza en la Fm. St. Genís, en la zona próxima al embalse de Tous, al sur del municipio. Se han localizado dos afloramientos silíceos en estratigrafía: Obaga de Mas de Tous [24], que da nombre a éste tipo silíceo, y Cal Tomas [23].

7.2.6.2. Afloramientos

Obaga de Mas de Tous [24]

Se localiza en la vertiente norte ("*obaga*") de la pequeña elevación montañosa que queda delante a la Masía de Tous (**véase figura 7.1 y 7.2**). Estratigráficamente se sitúa por encima de los afloramientos de Cal Perdut y correspondería a una variación lateral de Cal Perdut 4 (**véase apartado 7.2.5**). Se encuentra a una distancia de 16,4 km en línea recta del Abric Romaní (**figura 7.66**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Mas de Tous [24]: 374397,4E; 4601464N



Figura 7.66. Vista general del afloramiento silíceo de Obaga de Mas de Tous.

El corte geológico representado para la zona de Mas de Tous muestra en la base, en el extremo NE del corte, la formación Artés del Priaboniense inferior formada por la alternancia de margas y areniscas rojas. Sobre esta unidad geológica, y ocupando la parte central del corte geológico encontramos la formación St. Genís, representada por los yesos de St. Martí de Tous, con un espesor real calculado de 20 m, y por las margas, areniscas rojas y yesos esporádicos, con un espesor de 80 m (Priaboniense superior), techo de las cuales localizamos las silicificaciones. A techo del corte geológico, al SE de la sección, se describen las unidades

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

lacustres intermedias representada por la formación Copons del Oligoceno inferior, constituida por margas grises, areniscas y yesos del Sannoisiense (**figura 7.67**).

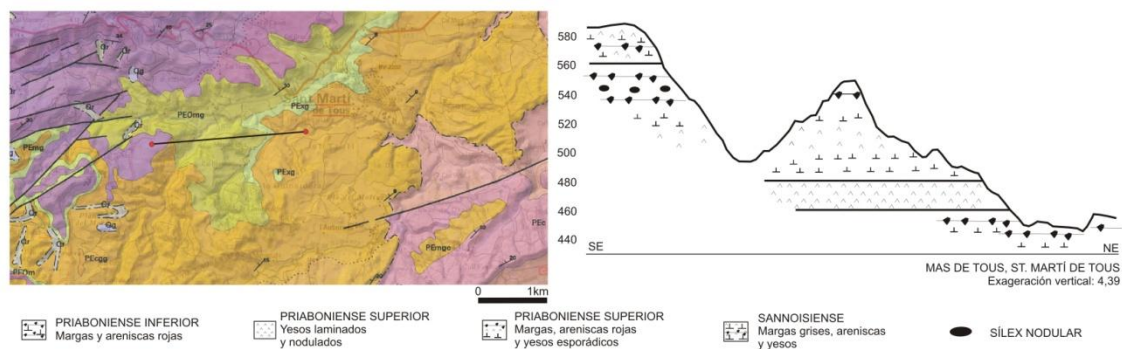


Figura 7.67. Corte geológico de la zona de Mas de Tous. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

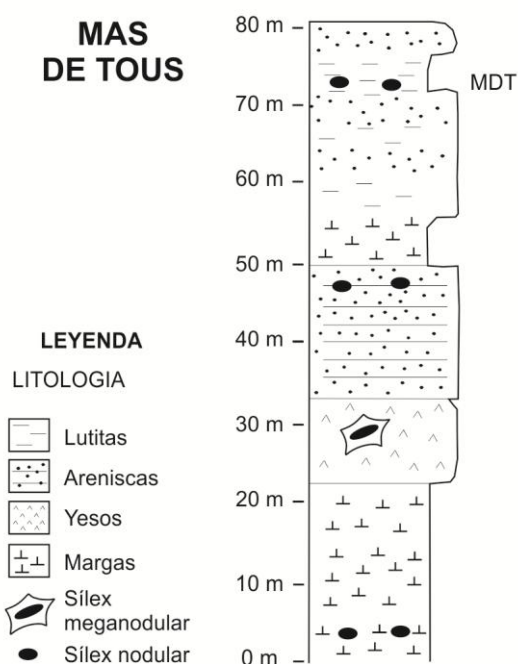


Figura 7.68. Columna estratigráfica esquemática de la zona de Mas de Tous. Situamos el afloramiento Obaga de Mas de Tous (MDT).

El afloramiento Obaga de Mas de Tous [24] se sitúa dentro de la última unidad geológica cartografiada del Priabonense superior. Presenta cuatro pisos con sílex. El que nos interesa se localiza a techo, formado por la intercalación de margas con lutitas y areniscas. El sílex aparece entre las lutitas verdes con unas medidas decimétricas y un porcentaje de representación en torno a 10% de la superficie aflorante. Corresponde a una variación lateral del afloramiento de Cal Perdut 4 (**Figura 7.68**).

Cal Tomas [23]

En el camino de St. Martí de Tous a Fillol, pasado el pantano, y a unos 400 m se encuentra la Masia de Cal Tomas. A su izquierda, se localiza un camino de tierra en el que aparece abundante sílex entre una matriz lutítica (**Figura 7.69**). La distancia respecto al Abric Romaní es de 17,5 km en línea recta (**véase Figura 7.1**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Cal Tomas [23]: 373289,5E; 4601022,6N



Figura 7.69. Diferentes imágenes del afloramiento de Cal Tomas.

7.2.6.3. Roca encajante

La litofacies del encajante corresponde a una calcarenita, igual que en el afloramiento del tipo síliceo Guinardera (**ver apartado 7.2.5.3**), por lo que no vamos a repetir sus principales características petrográficas.

7.2.6.4. Modelo deposicional

El ambiente desposicional corresponde a condiciones lacustres someras, típicas de ambientes lacustres evaporíticos. La presencia de lutitas y areniscas se relacionaría con el margen del lago (llanura mareal arenosa).

7.2.6.5. Abundancia cartográfica

El sílex tipo de Mas de Tous se localiza en un radio de 10 a 30 km del Abric Romaní. En dicho radio la formación ocupa un área de 116.954,6 ha. El promedio del espesor total es de 80 m y el aparente de la roca encajante de 3 m. La abundancia sílicea para este radio del territorio es de 438,57 ha., representando el 0,38% del total de la formación. Teniendo en cuenta el total de formaciones geológicas con aporte síliceo en el radio de acción de 10 a 30 Km, el porcentaje del sílex tipo de Mas de Tous representa un **4,70%**.

De igual forma que en el sílex tipo de Cal Perdut y el sílex tipo de la Guinardera, el único curso fluvial que podría llevar sílex del tipo Mas de Tous a la red fluvial del Anoia es la Riera de Tous. Se han prospectado varios puntos en la riera de Tous y el río Anoia, localizándose escaso sílex (**véanse apartado 7.2.4.5 y 7.2.5.5**).

7.2.6.6. Descripción macroscópica

El sílex tipo de Mas de Tous (MDT) está formado por una sola variedad. Se caracteriza por presentar una textura media al tacto, con aspecto sacaroideo como principal elemento



Figura 7.70. Sílex de grano medio de la variedad Mas de Tous. Muestra arqueológica: AR'02. niv.M. N47. nº61.

diferenciador del resto de variedades. Probablemente, sea la variedad silíceo menos apta para la talla de las documentadas en la presente investigación. Sus tonalidades son claras, de coloraciones grisáceas y en algunos casos azuladas (5PB 5/2 *Grayish Blue*, 5B 9/1 *Bluish White*, 5B 7/1 *Light Bluish Gray*, N8 *Very Light Gray*) y blancas (N9 *White*). Presenta una transparencia opaca y un aspecto mate. El análisis macroscópico determina la presencia de óxidos de hierro, geodas, algunos

pseudomorfos y fantasmas de cristales de yesos. Como rasgos postdiagenéticos se describen fisuras (**figura 7.70**).

7.2.6.7. Descripción microscópica

El análisis petrográfico del sílex de Mas de Tous se caracteriza por la presencia de componentes silíceos, casi exclusivamente de cuarzo microcristalino (55%), reemplazando la matriz original y de manera testimonial cuarzo fibroso de elongación negativa (1%) de morfología esferulítica, tanto calcedonita como calcedonita helicoidal. Estas formas fibrosas se describen como cementos de la porosidad de disolución y en algún caso como cemento de antiguas porosidades móldicas.

Como componentes no silíceos destaca el yeso primario de litofacies gipsilitita/gipsarenita (40%), que en ocasiones muestran estructuras *chicken-wire*. Además predomina el hábito granular de cristales subédricos y en menor medida el lenticular. En algunos casos se observan procesos de calcificación del yeso. Dichos procesos podrían explicar el porqué de la presencia

de la calcedonita como cuarzo fibroso en lugar de las formas típicas sulfatadas (lutecina y cuarcina) (Bustillo, 1976; Arbey, 1980; Giménez y Taberner, 1997) (**figura 7.71**).

Como minerales accesorios se han descrito óxidos de hierro (1-3%) y minerales de la arcilla (1-3%).

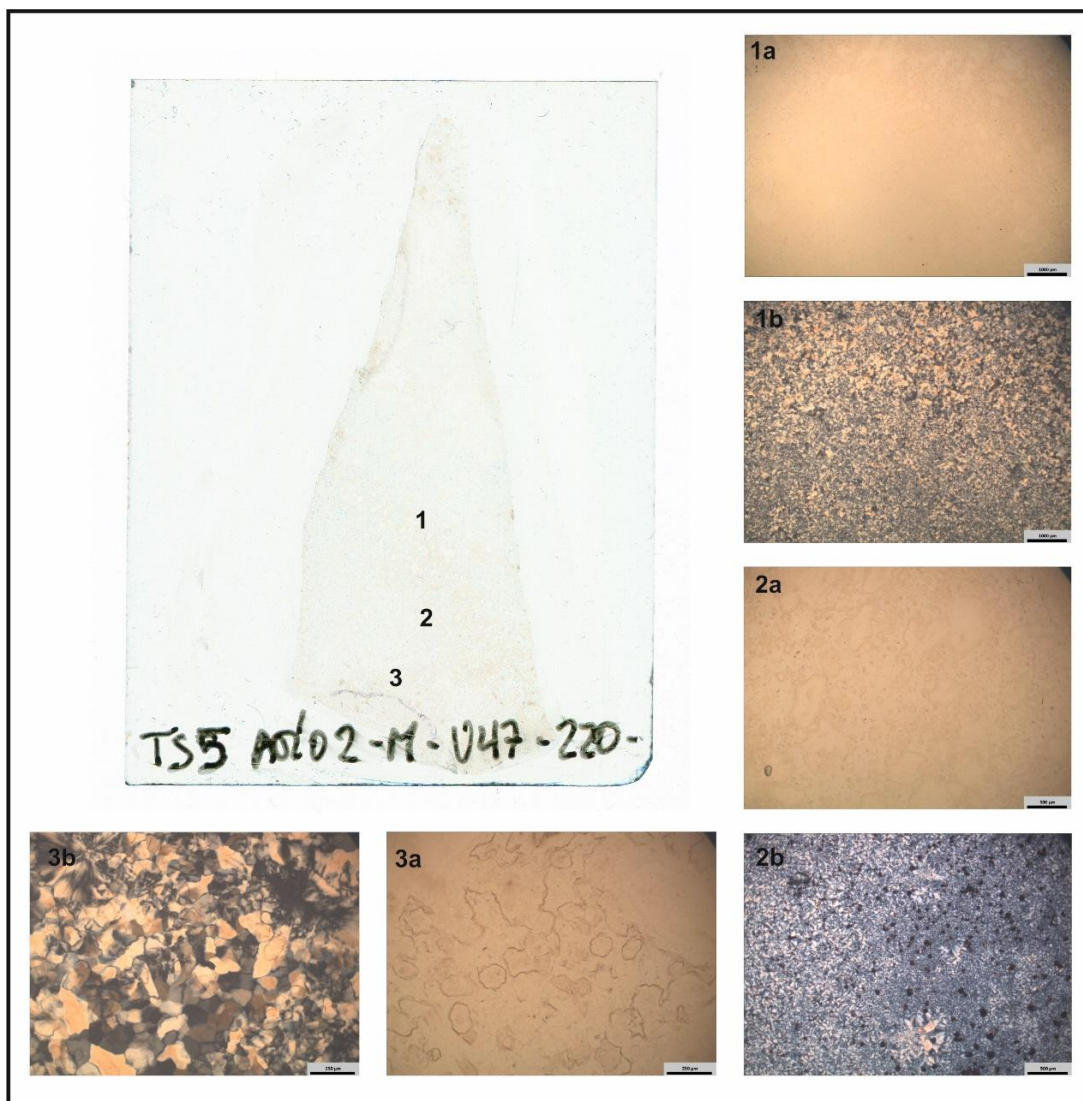


Figura 7.71. Con luz PP se observan las estructuras de disolución-nodulización por compactación química (**1a y 2a**), así como evidencias del proceso de calcificación del yeso (**3a**). Con luz polarizada cruzada se observa la granoclasificación del yeso primario (**1b**) el reemplazamiento por cuarzo microcristalino (**2b**), la recrystalización de algún yeso (**abajo 2b**) y los granos subédricos de yeso primario (**3b**).

7.2.6.8. Análisis complementarios

La μ -DRX de una muestra silíceo del afloramiento de Cal Tomas muestra la presencia de cuarzo como mineral dominante, seguido de calcita y dolomita (**figura 7.72**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

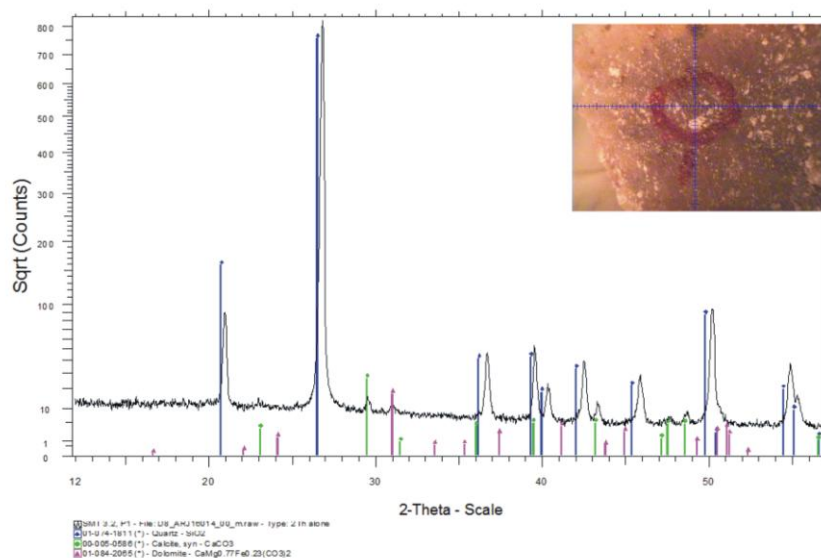


Figura 7.72. μ -DRX de una muestra sílicea del afloramiento de Cal Tomas.

La difracción de Rayos-X de una muestra geológica del sílex tipo de Mas de Tous confirma la presencia de calcita y confirma los componentes asociados al procesos de silicificación observados en lámina delgada en la roca encajante (**figura 7.73**) .

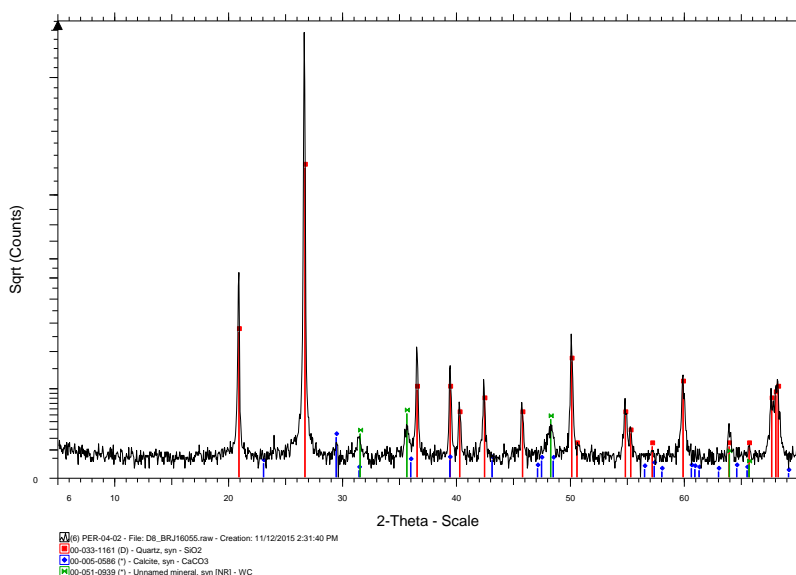


Figura 7.73. Muestra geológica de sílex tipo Mas de Tous recogida en el afloramiento de Obaga de Mas de Tous.

Se ha realizado otra análisis por difracción de Rayos-X de una muestra arqueológica asociada al tipo Mas de Tous. El difractograma sólo señala la presencia de cuarzo por lo que el análisis no es definitorio (**figura 7.74**).

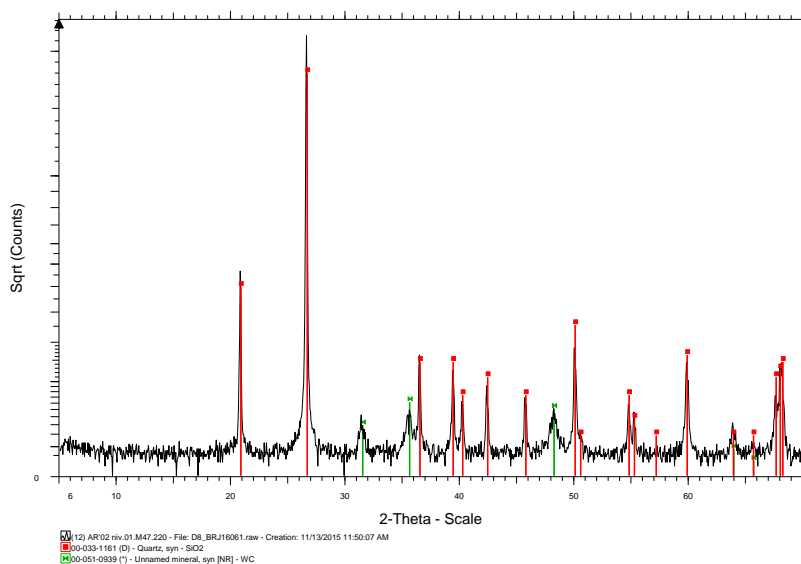


Figura 7.74. Muestra arqueológica del sílex tipo Mas de Tous. Muestra: AR'02. niv.M. M47.nº220.

7.2.6.9. Representación en el registro arqueológico

El tipo de sílex de Mas de Tous (MDT) se describe en el registro arqueológico a partir de 453 objetos, que equivale al 9,9% del total del sílex analizado. Por niveles queda representado en: 339 objetos para el nivel M (12,2%), 40 para el Oa (11%) y 13 para el P (0,9%).

7.2.7. SÍLEX DE FILLOL

Sílex de reemplazamiento de yesos masivos nodulares y meganodulares secundarios de tipo alabastrino. En la **tabla 7.9** presentamos el resumen de los principales caracteres del sílex de la Serra.

TIPO SÍLEX	Nº DE PIEZAS	PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS		AFLORAMIENTOS Mapa Figura 7.1	ORIGEN LITOLÓGICO
		MACROSCÓPICAS	MICROSCÓPICAS		
FILL	3 (Oa)	- <u>Textura fina</u> - <u>Coloración rojiza</u> (5R 4/6 Moderate Red) debido a la abundante presencia de óxidos de hierro. -Transparencia opaca y translúcida a los bordes y aspecto mate. -Relictos evaporíticos: presencia de pseudomorfos de yeso muy visibles en las zonas patinadas y estructuras enterolíticas.	- <u>Microcuarzo (40%) y calcedonita esferulítica (30%) en matriz.</u> -Calcedonita botroidal como cemento de la porosidad vacuolar (1-3%). -Megacuarzo isométrico como cemento de antiguas porosidades. -Yeso secundario (10%) formando nodulizaciones de cristales subédricos, y en agregados microcristalinos.	Fillol [17] El Serral [18] Cal Perdut-02 [20]	YESOS
	5 (P) N=8	- <u>Abundancia de óxidos de hierro</u> -Rasgos postdiagenéticos; abundante patina blanca Sin fisuras	- <u>Óxidos de hierro (15%), diseminados y en el centro de los esferulitos.</u> - <u>Minerales de la arcilla (5%)</u>		

Tabla 7.9. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Fillol (FILL), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.

7.2.7.1. Localización geográfica

Sílex tipo que se localiza en la Fm. St. Genís, concretamente al SW de la misma, entre el municipio de St. Martí de Tous y el pueblo de Fillol.

Los afloramientos silíceos localizados de este tipo son: Fillol (FILL), El Serral y Cal Perdut-02 (PER-02).

7.2.7.2. Afloramientos

Fillol [17]

Establecemos este afloramiento como tipo para esta variante de sílex. El sílex de Fillol se localiza en el pueblo que le da nombre [17], que pertenece al municipio de St. Martí de Tous (Anoia, Barcelona) (**figura 7.75**). El sílex se localiza entre los yesos de St. Martí de Tous, y ha sido ampliamente documentado (Ortí *et al.*, 1999; Ortí *et al.*, 2007). Del Abric Romaní dista 18,2 km en línea recta (**véase figura 7.1 y 7.2**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Fillol [17]: 372639E; 4600836N



a)



b)

Figura 7.75. a) Vista general de una parte del afloramiento de Fillol. **b)** Detalle de las silicificaciones.

El corte geológico representado para la zona de Fillol muestra en la base, extremo SE del corte, formado una alternancia de conglomerados, lutitas y areniscas rojas corresponde al Priaboniense inferior. Sobre esta unidad geológica, y ocupando la casi totalidad del corte geológico está representado, se localiza la formación St. Genís, de edad Priaboniense superior, con un espesor real calculado de 110 m. A techo, al NW de la sección, ya en el pueblo de Fillol, el Oligoceno inferior, representado por las margas yesíferas (**figura 7.76**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

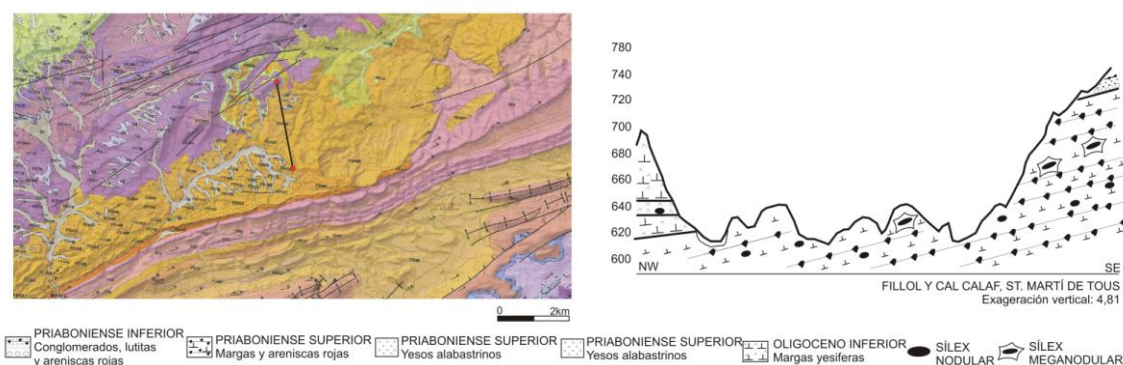


Figura 7.76. Corte geológico de la zona de Fillol. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

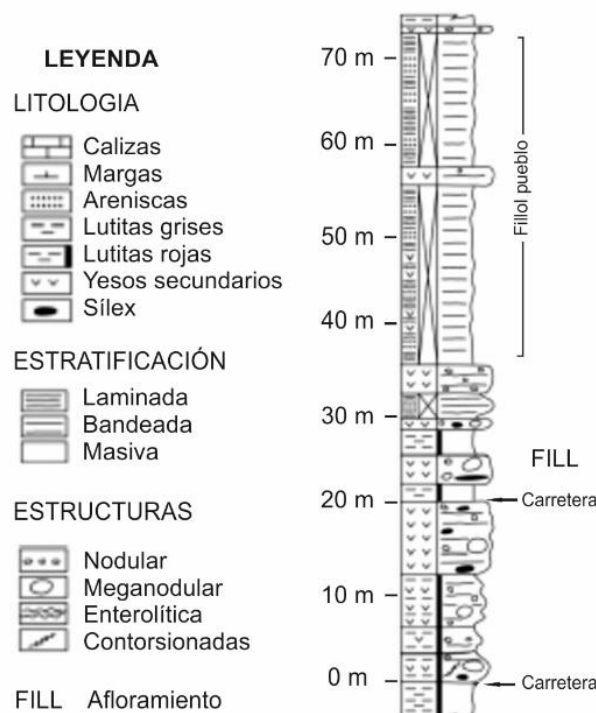


Figura 7.77. Columna estratigráfica de la zona de Fillol. Modificada de Ortí *et al.*, 2007.

Según la columna estratigráfica para la zona de Fillol (Ortí *et al.*, 2007) (**figura 7.77**), tendríamos un primer tramo (de hasta 20 m) formado por una alternancia de lutitas rojas masivas con yesos secundarios, con lutitas rojas y sílex con estratificación bandeada y estructuras nodulares y meganodulares. Seguidamente, se define un tramo intermedio (20 a 30 m), en el que el sílex aparece entre los yesos secundarios masivos con estructuras nodulares y meganodulares, y donde situamos el afloramiento tipo de Fillol. El sílex

presenta medidas centimétricas, con un porcentaje de representación del 5-10% de la superficie aflorante. A techo, y en un área que abarcaría todo el municipio de Fillol (30 a 70 m) ya no aparece sílex. Presenta una sucesión de areniscas laminadas intercaladas por pequeños episodios de yesos secundarios. Esta variación litológica de disminución de yesos y aumento de areniscas, nos indicaría una progresiva somerización de la cuenca (*Sabkha*) que culminaría con el desplazamiento del depocentro, asociando la zona de Fillol a un área de llanura mareal (techo secuencia -Fillol pueblo-).

El Serral [18]

Éste afloramiento [18] se localiza a los pies del municipio de St. Marí de Tous, en concreto en el barrio del Serral del que toma nombre, en la ladera sur entre el torrente de Flix y el pueblo (figura 7.78). Dista a 14,8 km del Abric Romaní (véase figura 7.1). Sus coordenadas geográficas UTM (ETSR89) son:

El Serral [18]: 376926E; 4602007N

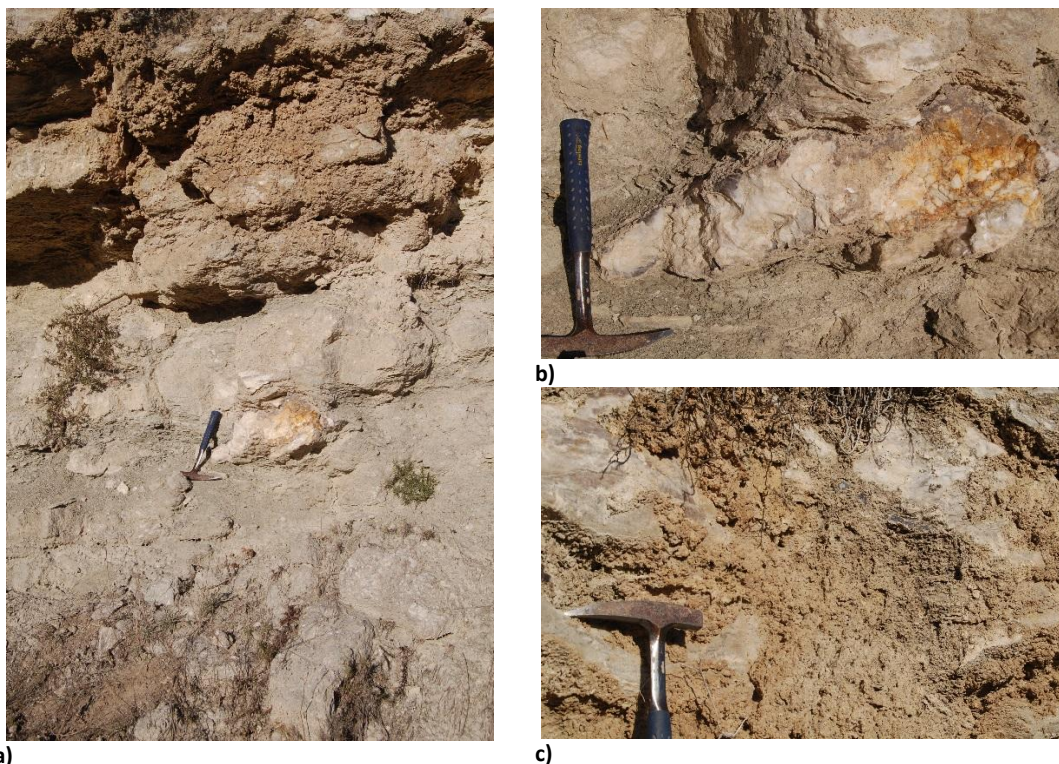


Figura 7.78. a) Vista general de la sección del afloramiento del Serral. **b)** y **c)** Detalle de las silicificaciones de los yesos de la formación.

El corte geológico representado para la zona del Serral muestra en la base, extremo SE del corte, el Priaboniense inferior formado por la alternancia de margas y areniscas rojas. Sobre dicha unidad aflora la formación St. Genís (Priaboniense superior) formado por dos unidades; los yesos nodulares con sílex y las margas, areniscas rojas y esporádicos yesos. A techo, al NW de las sección y del municipio de St. Martí de Tous, aparece el Oligoceno inferior representado por las margas yesíferas (figura 7.79). El piso donde se localiza el afloramiento corresponde a los yesos con sílex de St. Martí de Tous. Presenta un espesor real de 20 m, con una ratio sílicea del 5-10%.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

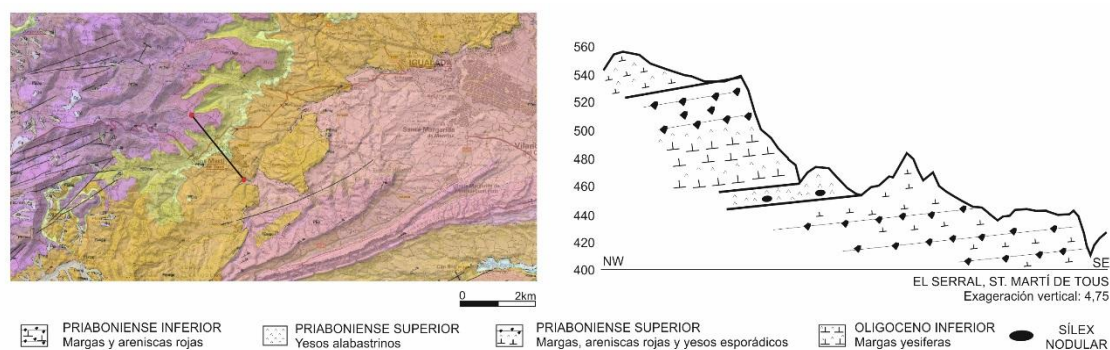
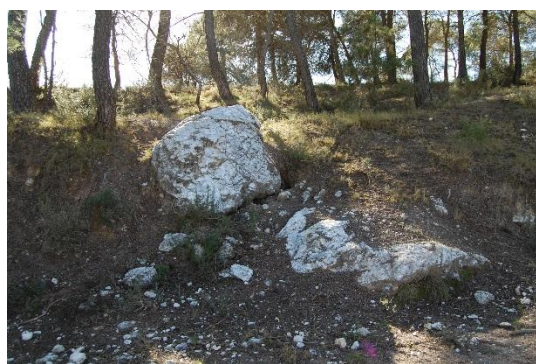


Figura 7.79. Corte geológico de la zona del Serral. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Cal Perdut 2[20]

Afloramiento que se sitúa estratigráficamente por encima de Cal Perdut. Se localiza en la montaña que llamamos de Cal Perdut, a escasos metros de la Masía de Tous (**figura 7.80**). Del Abric Romaní se encuentra a 16,4 km en línea recta (**véase figura 7.1**). Sus coordenadas UTM (ERTS89) son:

Cal Perdut-02 [20]: 374813E; 4601149N



a)



b)



c)

Figura 7.80. a) Gispilutitas rojas con nódulos y meganódulos de yeso. b) Variación lateral. Discordancia erosiva de megabrechas silicificadas. c) Detalle de una megabrecha silicificada.

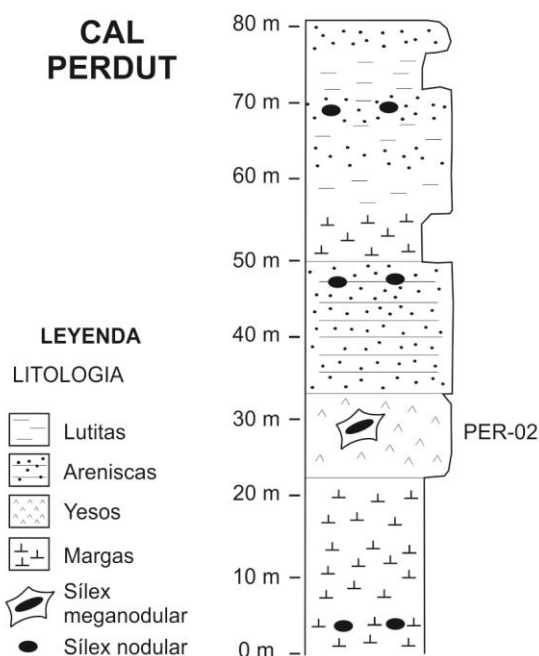


Figura 7.81. Columna estratigráfica esquemática de Cal Perdut. Sitamos Cal Perdut-02.

7.2.7.3. Roca encajante

En relación a la roca encajante, los análisis petrográficos han determinado que está formada casi exclusivamente por yeso secundario (litofacies de yeso masivo), de cristales anhédricos de extinción no uniforme (70%), cristales subédricos (15%), algunos de tipo porfidoblástico (5%) y agregados microcristalinos (5%). Presenta óxidos de hierro diseminados (3%) y en algunos casos importante cantidad de materia orgánica (7%). En algunas muestras presenta frecuentes estructuras enterolíticas que muestran su litofacies primaria nodular/enterolítica, así como carbonatos esparíticos con tamaños en torno a las 50 μm (2%), como cemento de porosidades tipo *burrows/borings* por bioturbación. Éste es un fenómeno muy común; en fases de desecación del lago, el carbonato sedimenta las estructuras de bioturbación del sedimento yesífero (Ortí *et al.*, 2007). Como mineral accesorio se describe la hematites fina y en agregados masivos rellenando fisuras (**figura 7.82**).

A pesar que actualmente es un yeso secundario de tipo alabastrino, en el momento de deposición la facies sería gipsilutítica. Es en este contexto cuando se realizaría el reemplazamiento silíceo, como consecuencia de una diagénesis temprana. Éste es el proceso de silicificación que se da en contextos lacustres evaporíticos del margen de cuenca, previa a cualquier evolución del yeso primario en anhidrita en los episodios de somerización. Por tanto, el sílex, es el único que conserva la estructura original como testigo litológico de las

Este miembro corresponde a unos fangos rojos con gipsilutitas/gipsarenitas con nódulos y meganódulos de yeso (**figura 7.80a**), que lateralmente presentan una discordancia erosiva con megabrechas silicificadas (**figura 7.80b**). El espesor observable del miembro es de 2 m. El grosor de la silicificación es de 1 m y se presenta como grandes bloques erráticos sin roca caja ni espesor medible. Por tanto, la ratio de sílex en la roca caja es de un 100%. El tamaño del sílex es métrico y se presenta en grandes bloques subangulares (**figura 7.81**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

condiciones de sedimentación previas a la intensa diagénesis sufrida por su encajante (Ortí *et al.*, 1997).

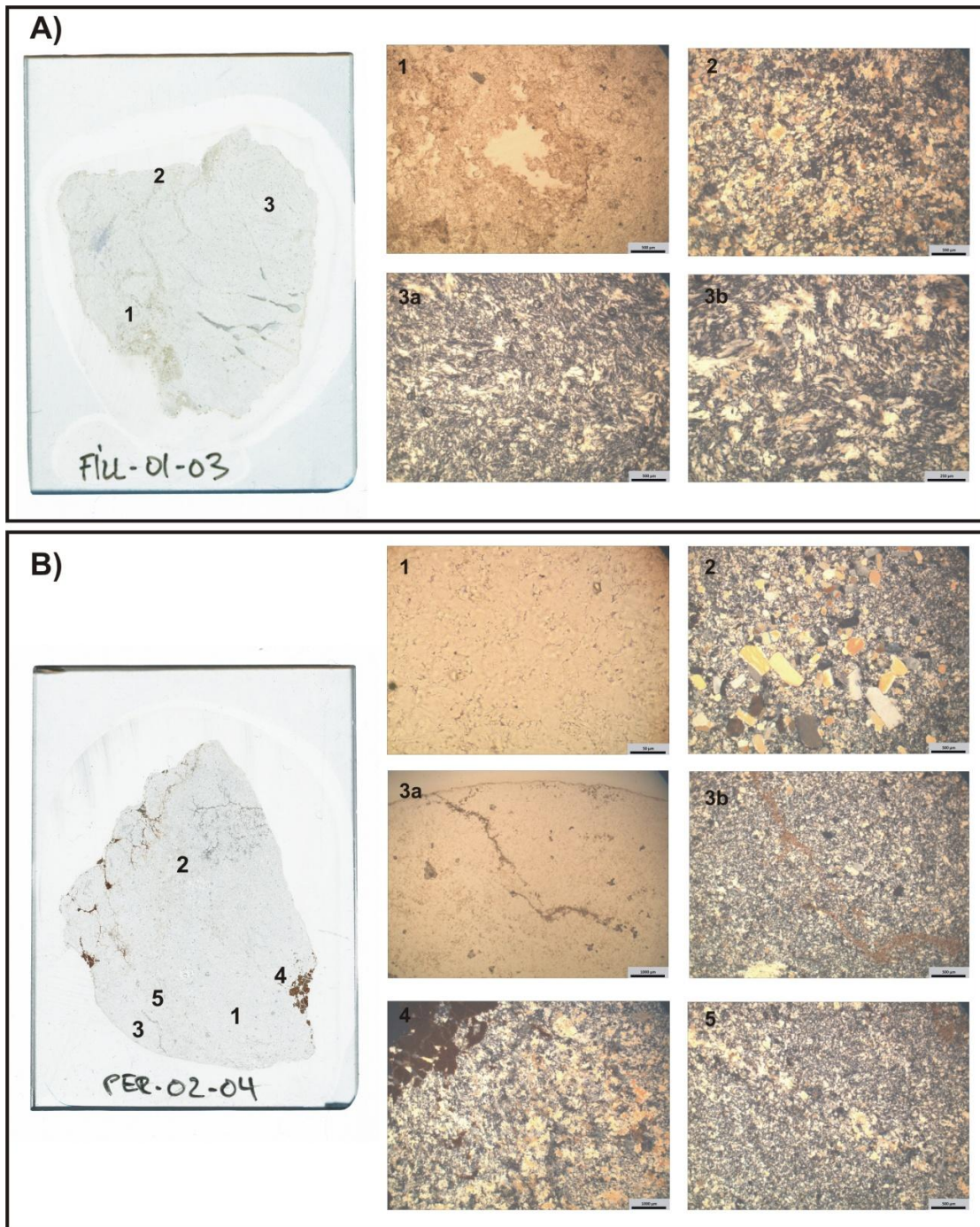


Figura 7.82. A) Con luz PP se observa una porosidad de tipo vacuolar (*vugs*), típica de estructuras de disolución (1). Con luz PC se observa el carácter principal anhédrico de extinción no uniforme de los cristales de yeso (3a y 3b) y en menor medida cristales subédricos y agregados microcristalinos (2). Microestructuras típicas de la variedad alabastrina. **B)** Con PP se observa la porosidad intercrystalina (1), así como la carbonatación de una estructura de bioturbación (3a). Con PC se observa en detalle dicha carbonatación (3b), así como las microestructuras porfidoblásticas (2) y en vetas (5) del yeso, además de hábitos anhédricos de extinción no uniforme, en una zona donde se observa una importante acumulación de arcilla (4).

7.2.7.4. Modelo deposicional

Se caracteriza por un ambiente de lagos salinos poco profundos con poca concentración de sulfato cálcico. Según Ortí *et al.* (2007) éstos lagos estarían ocupados por yesos masivos y bandeados, los cuales se verían afectados por una gran actividad biológica, provocando gran cantidad de porosidades por perforación, bioturbación, etc., en la que la sílice crecería de manera intersticial como producto de una diagénesis temprana, reemplazando el yeso y formando nódulos de poco espesor.

7.2.7.5. Abundancia cartográfica

El sílex tipo Fillol se localiza en el radio de acción del Abric Romaní de 10 a 30 km. La dimensión del afloramiento ocupa un área de 48.731,1 ha. El promedio del espesor total es de 33,33 m y el del espesor observable del encajante en el afloramiento es de 2 m. La abundancia silíceo para el territorio es de 1.130,6 ha., que representa un 2,3% del total de la formación. Teniendo en cuenta el resto de formaciones que aportan sílex, tenemos que el sílex tipo Fillol representa el **12,12%** del total de sílex que se dispone un radio de 10 a 30 km.

En relación al aporte silíceo de los depósitos secundarios (ríos y rieras), de igual forma que en el sílex tipo Cal Perdut, Guinardera y Mas de Tous, el único curso fluvial que podría llevar sílex del tipo Fillol a la red fluvial del Anoia es la Riera de Tous. Se han prospectado varios puntos en la riera de Tous y el río Anoia y se ha localizando escaso sílex (**véanse apartados 7.2.4.5, 7.2.5.5 y 7.2.6.5**).

7.2.7.6. Descripción macroscópica



Figura 7.83. Detalle del tipo silíceo FILL.

El sílex tipo de Fillol (FILL) a nivel macroscópico presenta tres variedades de colores; negros (*N1 Black*), rojos (*5R 4/2 Grayish Red*, *5R 4/6 Moderate Red*) y grises (*N4 Medium Dark Gray*), de tonalidades generalmente oscuras, aspecto mate y transparencia opaca y translúcida a los bordes (**figura 7.83**). La textura macroscópica es fina. Algunas piezas presentan gran cantidad de óxidos de hierro que les confiere unas coloraciones rojizas y

otras, materia orgánica, proporcionando coloraciones negruzcas. Generalmente se observan

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

relictos evaporíticos en forma de pseudomorfos de yesos y estructuras enterolíticas, que son muy visibles en las zonas patinadas (**figura 7.84**). Como estructuras sedimentarias se observan en algunos casos laminaciones y figuras de compactación (nodulizaciones). Como rasgos postdiagenéticos destaca la presencia de una abundante pátina blanca.

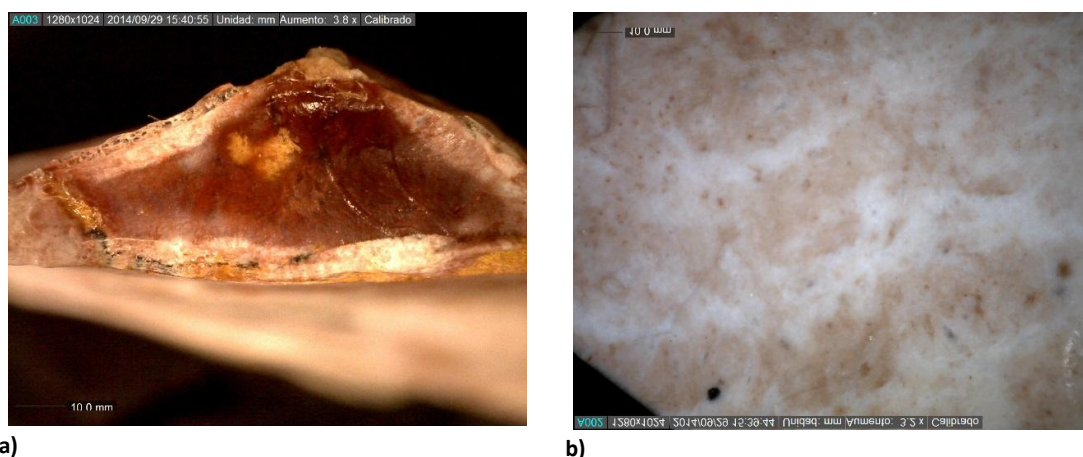


Figura 7.84. Dos vistas de detalle de un sílex arqueológico de tipo Fillol **a)** Coloración y transparencia. **b)** Detalle de la pieza con pátina blanca, estructuras enterolíticas y pseudomorfos de yeso. Muestra: AR'13.niv.P.S56.nº117.

7.2.7.7. Descripción microscópica

Esta variedad presenta unos componentes silíceos formados por microcuarzo que reemplazan la matriz original (45%), cuarzo fibroso tanto de *length-fast* (calcedonita) como *length-slow* (lutecina), en porcentajes similares entre el 10-15%, en algunos ejemplares, y en otros un predominio absoluto de la calcedonita. Éstas formas fibrosas se presentan en formas esferulíticas rellenando las nodulizaciones a consecuencia de las estructuras de disolución, y botroidal como cemento de la porosidad vacuolar. Algunas muestras presentan megacuarzo isométrico en mosaico cementando antiguas porosidades (1-3%).

La superficie silíceo de las muestras presenta zonas con textura deposicional primaria sin reemplazar, compuesta por yesos secundarios, tanto de cristales subédricos (10-15%) como anhédricos de extinción no uniforme (10%), y en menor medida agregados microcristalinos (**figura 7.85**). Algunas muestras analizadas presentan una abundante carga de óxidos de hierro, arcilla y materia orgánica (hasta un 30%) en contraposición a un porcentaje bajo en yeso (que no suele sobrepasar el 10%) (**figura 7.86**).

La cortical, cuando la presentan, está compuesta por yesos secundarios de cristales anhédricos de extinción no uniforme.

En general las muestras presentan una fuerte compactación química producida por estructuras de disolución y compactación, que generan nodulizaciones donde se concentra el yeso secundario.

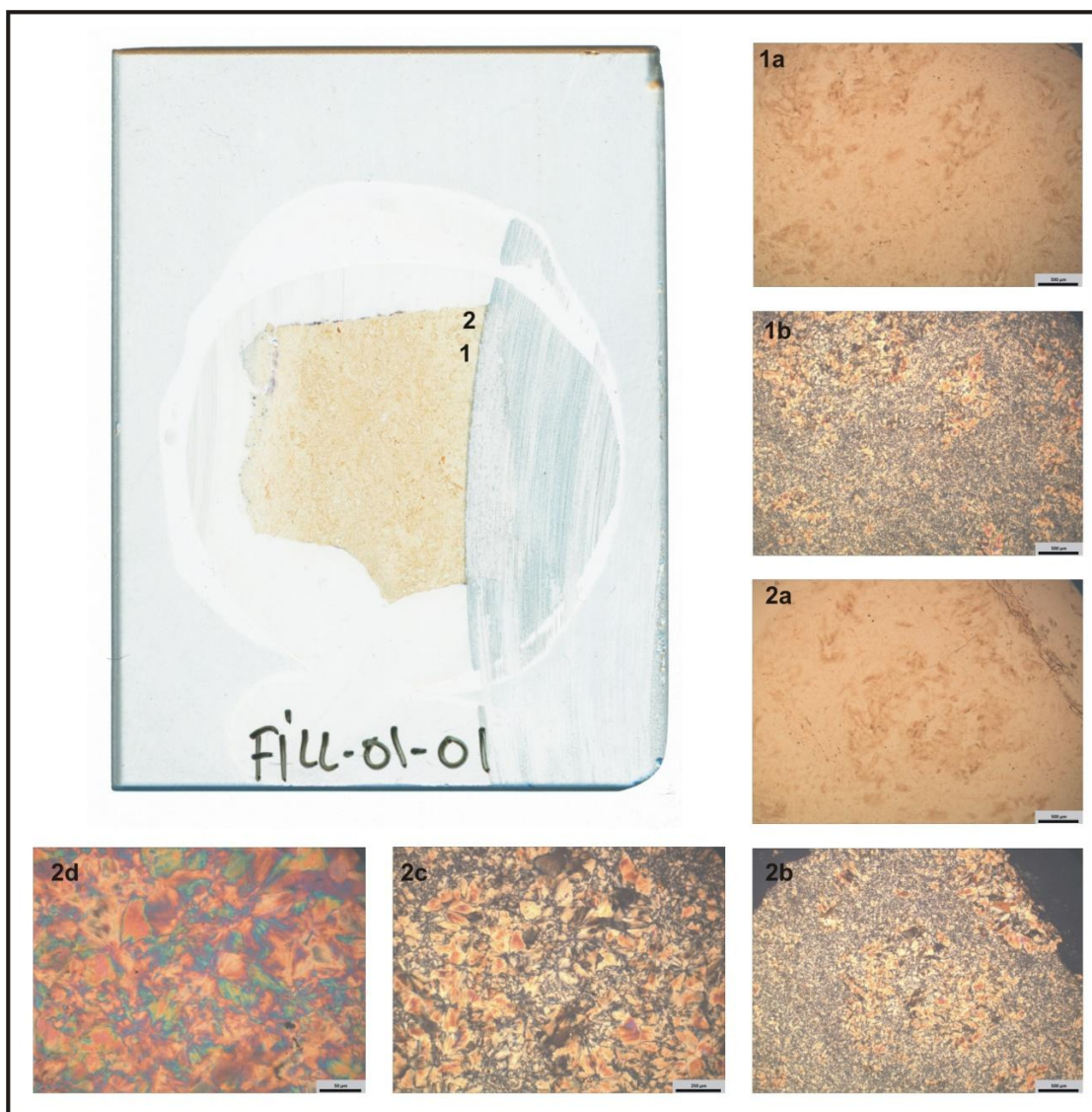


Figura 7.85. Muestras de sílex geológico de Fillol. Con luz PP se observan las estructuras de disolución con los yesos secundarios envueltos en arcilla (**1a y 2a**). Con luz PC se observa la matriz microcristalina relleno de las estructuras de disolución y como el yeso se agrupa en nódulos (**1b, 2b y 2c**). En algunos casos el yeso está siendo reemplazado por sílice fibrosa; en este caso calcedonita.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní



Figura 7.86. Muestra arqueológica de sílex tipo Fillol. Con luz PP observamos parte de la cortical formada por minerales de la arcilla, carbonato micrítico y gran cantidad de lenticulas de yesos entre los minerales de la arcilla **(1)**. También la textura del sílex con abundancia de óxidos de hierro formando *rims* y estructuras de disolución formando porosidades vacuolares **(2a, 2b y 3a)**. Con luz PC observamos el cuarzo microcristalino en la matriz y el cuarzo fibroso y megacuarzo cementando antiguas porosidades **(2c y 3b)**.

7.2.7.8. Análisis complementarios

La difracción de Rayos-X de una muestra geológica del afloramiento de Fillol **(figura 7.87)** y de una muestra arqueológica asociada a dicho tipo silíceo **(figura 7.88)**, presenta una composición mineralógica formada por cuarzo y moganita además del mineral contaminante WC (carburo de tungsteno). La presencia de moganita confirma que estos sílex son producto de la silicificación por reemplazamiento de los sedimentos yesíferos que componen la litofacies encajante (Flörke *et al.*, 1976; Knauth, 1994; Bustillo, 2002).

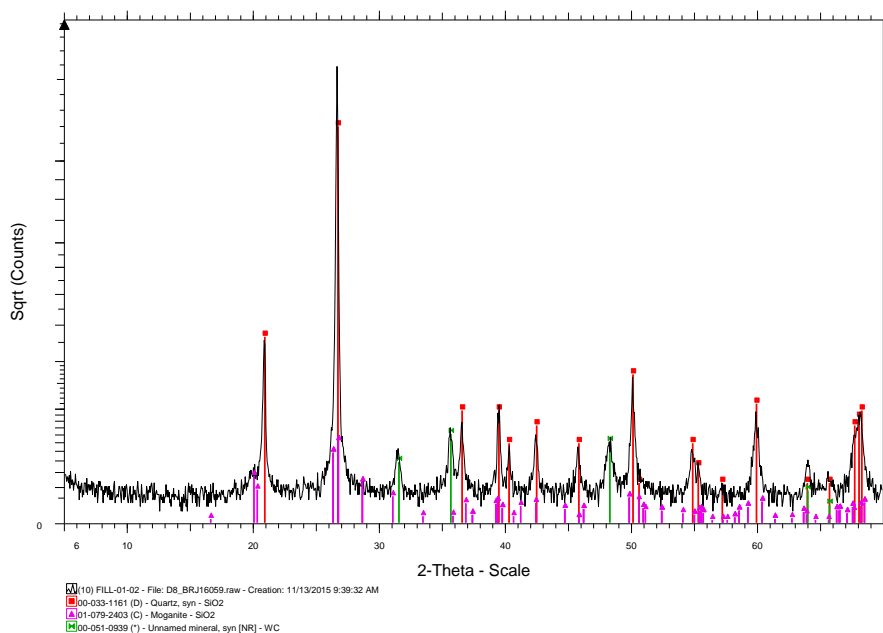


Figura 7.87. Difractograma de una muestra geológica del tipo síliceo Fillol recogida en el afloramiento de Fillol.

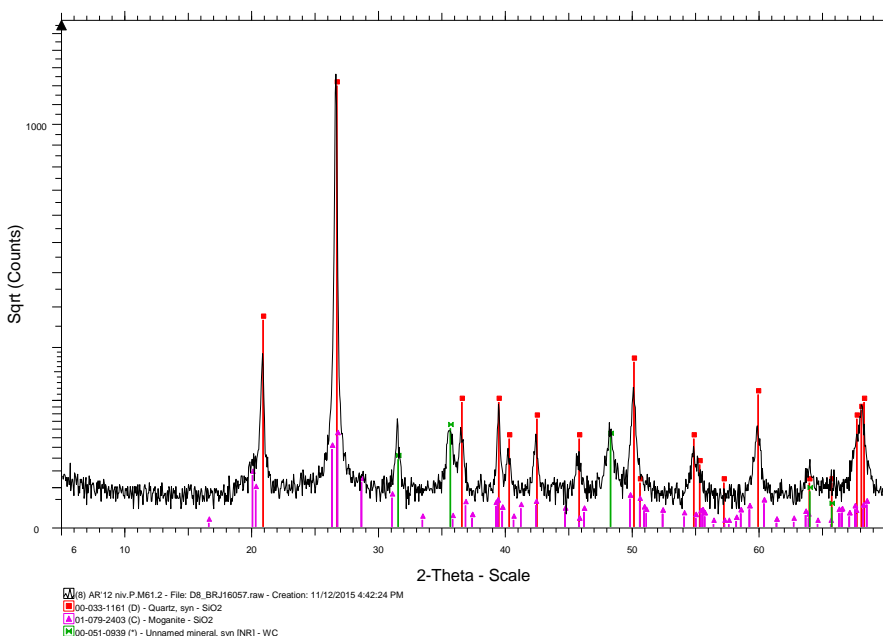


Figura 7.88. Difractograma de una muestra arqueológica del tipo síliceo Fillol. Muestra: AR'12, niv. P. M61. nº2.

7.2.7.9. Representación en el registro arqueológico

El tipo de sílex Fillol (FILL) está compuesto en el registro arqueológico por ocho objetos que equivale al 0,2% del total del sílex analizado para los tres niveles. Por niveles queda representado en: 3 restos en el nivel Oa (0,8%) y 5 en el nivel P (0,3%).

7.2.8. SÍLEX DE CAL CALAF

Sílex de reemplazamiento de margas yesíferas. En la **tabla 7.10** presentamos el resumen de los principales caracteres del sílex tipo de Cal Calaf (CAL).

TIPO SÍLEX	Nº DE PIEZAS	PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS		AFLORAMIENTOS Mapa Figura 7.1	ORIGEN LITOLÓGICO
		MACROSCÓPICAS	MICROSCÓPICAS		
CAL	1740 (M) 177 (Oa) 649 (P)	- <u>Textura fina a muy fina</u> . Algunas con <u>zonas de textura media</u> . -Coloraciones azul grisáceas (5B 6/2 <i>Pale Blue</i> , 5B 5/1 <i>Medium Bluish Gray</i> , N7 <i>Light Gray</i> , 5B 7/1 <i>Light Bluish Gray</i> , N5 <i>Medium Gray</i>). Algunos casos presenta zonas marrones grisáceas (5YR 6/1 <i>Light Brownish Gray</i>), y un grupo reducido presenta coloraciones marrones por pátina amarilla muy característico (5YR 6/2 <i>Light Brown</i> , 5YR 6/1 <i>Light Brownish Gray</i>). -Aspecto mate y <u>transparencia opaca</u> pero translúcida en los bordes. Algunas piezas transparencia totalmente translúcida muy característica.	- <u>Microcuarzo en un 40-50% en matriz</u> - <u>Calcedonita 5-20%</u> rellenando antiguas porosidades, y en menor medida reemplazando la matriz original. -Yeso secundario. (del 15 al 35%). Cristales subédricos, y en menor medida, de extinción no uniforme. -Carbonato esparítico (5%). Post. silicificación. Tamaños 250µm. -Porosidad vacuolar o canaliforme (10-20%). También destaca la móldica fruto de las lenticulas de yeso primario, relicto de la textura deposicional primaria gipsarenítica.	Cal Calaf-01 [22] Cal Calaf-02 [22]	MARGAS YESÍFERAS/ CALCARENITAS
	N=2566	- <u>Relictos evaporíticos</u> , fantasmas, cristales de yeso lenticular y estructuras enterolíticas. -Figuras de compactación - <u>Rasgos postdiagenéticos; fisuras</u> .	- <u>Estructuras de disolución-nodulización por la compactación química sufrida</u> . Estructuras de disolución en forma de vacuolas y canales. -Estructuras sedimentarias presentes en algunas muestras: laminaciones.		

Tabla 7.10. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Cal Calaf (CAL), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.

7.2.8.1. Localización geográfica

El sílex de Cal Calaf se localiza en St. Martí de Tous (Anoia, Barcelona) dentro de la Fm. St. Genís, concretamente en una zona cercana al pueblo de Fillol.

Según la cartografía del IGME (1975; 1998) y el IGC (Roca i Adrover y Miranda, 2010) esta zona estaría representada por una unidad del Priaboniense inferior formada por margas y areniscas rojas. Siguiendo las descripciones de Anadón *et al.*, 1989; Folch i Gullèn, 1992; Colldefons *et al.*, 1994a y Ortí *et al.*, 2007 para la formación St. Genís, consideramos que el área que va de Fillol al Coll de la Guinardera corresponde a la unidad de margas, areniscas y yesos esporádicos del Priaboniense superior que junto a los yesos de St. Martí de Tous forman la Fm. St. Genís con abundantes silicificaciones (**véanse apartados 7.2.4, 7.2.5, 7.2.6 y 7.2.7**). En definitiva, a pesar que la cartografía geológica representa dicha zona como una unidad del Priaboniense inferior, nosotros la consideramos como perteneciente a la Fm. St. Genís (Priaboniense superior), donde localizamos sílex entre las margas yesíferas.

7.2.8.2. Afloramientos

Se han localizado dos afloramientos, muy próximos uno del otro, en secuencia estratigráfica, para esta variedad silícea: Cal Calaf-01 y Cal Calaf-02.

Cal Calaf-01 [22]

Éste afloramiento se localiza en las cercanías de la masía de Cal Calaf, situada al SE de Fillol y de la que recibe el nombre [22], (**figura 7.89**). Del Abric Romaní se encuentra a 17,3 km (**véase figura 7.1 y 7.2**). Sus coordenadas geográficas son:

Cal Calaf-01 [22]: 373306E; 4600208N



a)



b)

Figura 7.89. a) Vista general de afloramiento de Cal Calaf-01. **b)** Detalle de las silicificaciones.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

El corte geológico representado para la zona de Cal Calaf muestra en la base, extremo SE del corte, el Priaboniense inferior formado por la alternancia de conglomerados, lutitas y areniscas rojas. Sobre esta unidad geológica, y ocupando la casi totalidad del corte geológico está representado, de edad Priaboniense superior, la formación St. Genís, con dos unidades: las margas y areniscas rojas con esporádicos yesos y los yesos de St. Martí de Tous. El espesor real calculado es de 100 m. A techo, al NW de las sección, ya en el pueblo de Fillol, aparecen las margas yesíferas del Oligoceno inferior (figura 7.90).

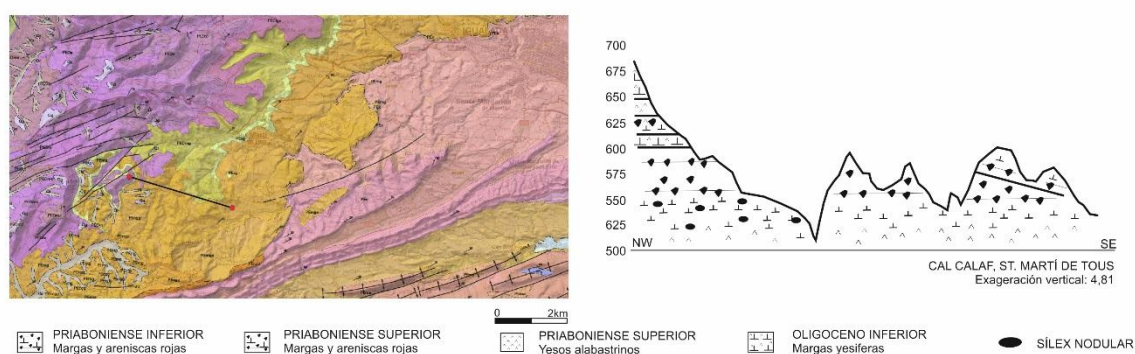


Figura 7.90. Corte geológico de la zona de Cal Calaf. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Según la columna estratigráfica para la zona de Cal Calaf (Ortí *et al.*, 2007) (Figura 7.91), el sílex de dicho afloramiento se localiza en el tramos basal, de unos 20 m, formado por una alternancia de lutitas rojas masivas con yesos secundarios y sílex. En éste primer tramo se localizan los afloramientos Cal Calaf 01 y Cal Calaf 02. Ambos presentan un sílex de tamaño decimétrico en un porcentaje de representación del 50-60% de la superficie aflorante.

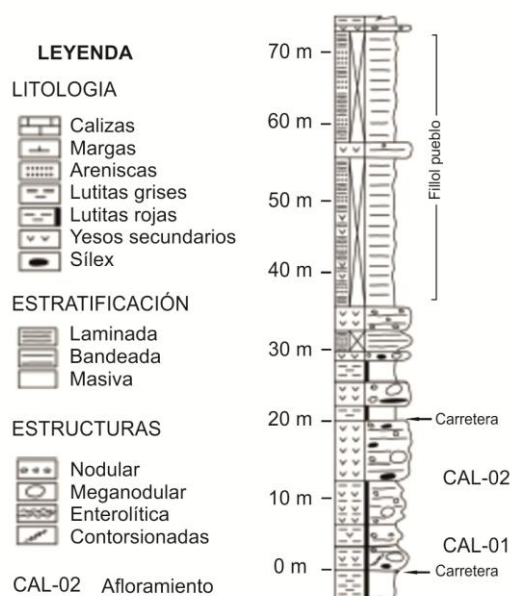


Figura 7.91. Columna estratigráfica de la zona de Fillol. Modificada de Ortí *et al.*, 2007.

Cal Calaf-02 [22]

El afloramiento de Cal Calaf-02 se sitúa estratigráficamente sobre Cal Calaf-01 y se localiza muy próximo a él (**figura 7.92**). Del Abric Romaní se encuentra en línea recta a 17,5 km (**véase figura 7.1**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Cal Calaf-02: 373103E; 4600271N

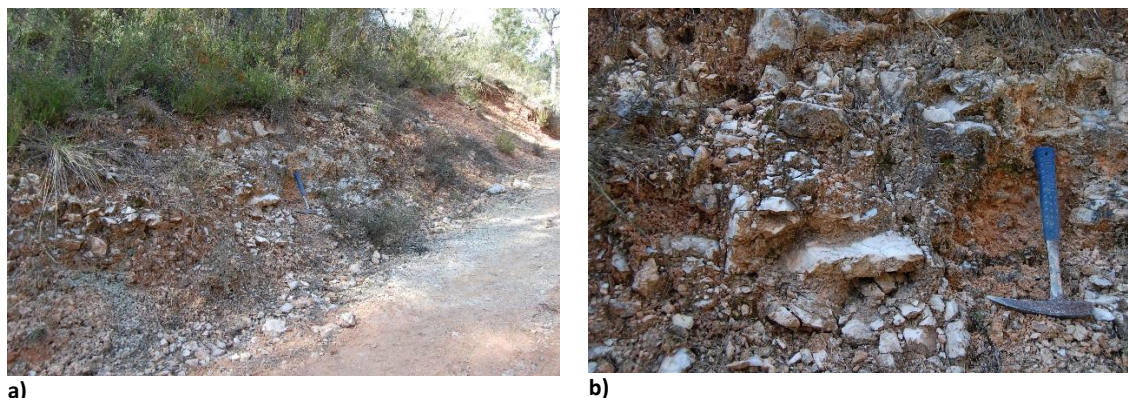


Figura 7.92. a) Vista general del afloramiento de Cal Calaf-02. **b)** Detalle de las silicificaciones.

7.2.8.3. Roca encajante

El análisis petrográfico define el encajante como una litofacies de calizas margosas yesíferas. En ellas el carbonato ha reemplazado el yeso, que se presenta como porosidad móldica de pseudomorfos de yesos (50 y 500 μm) diseminados (30%) y en agregados (25%), cementados, en su mayoría, por carbonato esparítico equigranular. Se observan granos esqueléticos, principalmente foraminíferos (1-3%) y algas (1-3%). La matriz es microesparítica (20%) con abundancia de arcilla (35%). A parte de la porosidad selectiva secundaria (pseudomorfos de yeso), también está presente la porosidad no selectiva, en forma de canales (3%) y vacuolar (7%), rellena principalmente por cemento esparítico de tipo drúsico (10%). Una variante de ésta es la que encontramos en la base de Cal Perdut (PER-1), que está compuesta por carbonatos y arcillas litificadas (margas) definida por la presencia mayoritaria de una matriz microesparítica (40%) y arcillosa (20%). La muestra presenta granos no esqueléticos en forma de intraclastos (10%) y agregados (2%) y, granos esqueléticos, principalmente foraminíferos (5%) y, en menor medida, espículas de esponjas (1%). Como componentes no carbonáticos se ha determinado la presencia de microcuarzo en forma fragmentos de roca (intraclastos) (2%), yeso secundario anhédrico (3%) y elementos detríticos como cuarzos (1%) y feldespatos (2%). Como minerales accesorios destaca la hematites en forma de agregados masivos (1-5%). La porosidad principal es la móldica (5%) con cemento esparítico equigranular (5%). La muestra

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

presenta cierta laminación, como consecuencia de una deposición tranquila. Y además presenta una fase inicial de compactación con el contacto de granos en punta (**figura 7.93**).

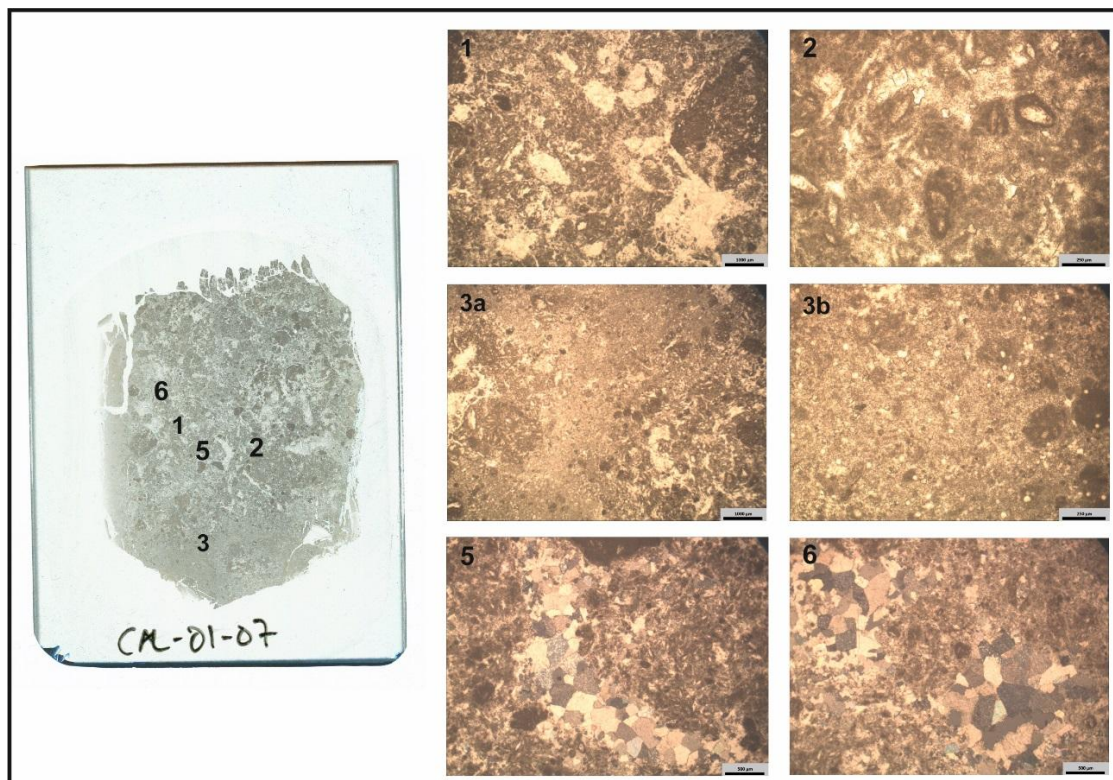


Figura 7.93. Marga yesífera. Con luz PP se observan los pseudomorfos de yeso en una matriz micrítica (**1, 3a y 3b**) y esporádicos bioclastos (**2**). Con luz PC observamos *vugs* de disolución cementados por calcita esparítica en mosaico drúsico (**5 y 6**) y los pseudomorfos de yeso en forma de agregados (**5**).

7.2.8.4. Modelo deposicional

En la zona de Fillol se presenta uno de los ciclos evaporíticos típicos de litofacies de yesos masivos. Estos ciclos se componen de lutitas rojas a la base y yesos masivos a techo, que se interpreta como el resultado del desarrollo progresivo de lagos salinos en llanuras mareales preexistentes. Los afloramientos de Cal Calaf corresponderían a éstas llanuras, en la que posteriormente se desplazaría el depocentro del lago, generando una secuencia de yesos masivos, como se documenta en Fillol pueblo.

7.2.8.5. Abundancia cartográfica

El sílex tipo de Cal Calaf se localiza en el radio de de 10 a 30 km del Abric Romaní. La formación a la que se asocia el afloramiento ocupa un área de 146.193,2 ha. El promedio del espesor total es de 100 m y el del espesor observable del encajante en el afloramiento es de 2 m. La abundancia silíceo para el territorio es de 1.608,1 ha. que representa un 1,1% del total de la

formación. Teniendo en cuenta el resto de formaciones que aportan sílex en un radio de 10 a 30 km, el sílex tipo de Cal Calaf representa el **17,25%** del total.

En relación al aporte silíceo de los depósitos secundarios (ríos y rieras), de igual forma que en el sílex tipo Cal Perdut, Guinardera, Mas de Tous y Fillol, el único curso fluvial que podría llevar sílex del tipo Cal Calaf a la red fluvial del Anoia es la Riera de Tous. Se han prospectado varios puntos en la riera de Tous y el río Anoia y se ha localizando muy poco sílex (**véanse apartados 7.2.4.5, 7.2.5.5, 7.2.6.5 y 7.2.7.5**).

7.2.8.6. Descripción macroscópica

A nivel macroscópico se han establecido dos subtipos silíceos para el sílex de Cal Calaf: Cal Calaf-01 (CAL-01), y Cal Calaf-02 (CAL-02).

El primer subtipo, CAL-01, lo conforma la mayoría de sílex de esta variedad silícea. A visu se caracteriza por unas coloraciones azules grisáceas (*5B 6/2 Pale Blue, 5B 5/1 Medium Bluish Gray, N7 Light Gray, 5B 7/1 Light Bluish Gray, N5 Medium Gray*), en algunos casos presenta zonas marrones grisáceas (*5YR 6/1 Light Brownish Gray*) (**figura 7.94 y 7.95**). Presentan unas tonalidades generalmente claras, de aspecto mate y transparencia generalmente opaca aunque translúcida en los bordes. Su textura macroscópica es de grano fino a grano medio en algunas muestras. El análisis macroscópico determina la presencia de relictos evaporíticos, identificados como fantasmas, cristales de yeso lenticular y estructuras enterolíticas. Se observan figuras de compactación, inclusiones de óxidos de hierro, algunas geodas y crecimientos de cristales. Como rasgo postdiagenético destaca la presencia de fisuras.



Figura 7.94. Fotografía con el microscopio estereoscópico de una muestra geológica del sílex tipo Cal Calaf (CAL).

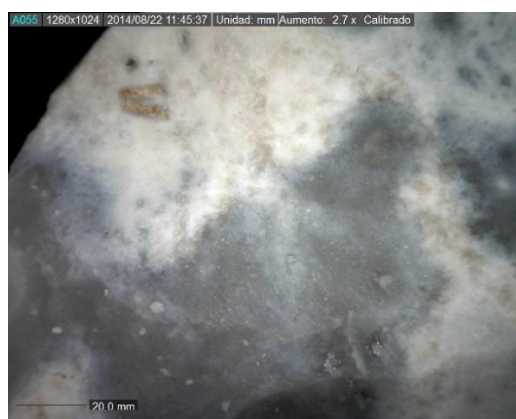


Figura 7.95. Tipo sílex característico de Cal Calaf (CAL). Muestra arqueológica: AR'04.niv.Oa.U47.nº1



Figura 7.96. Variante de tonalidades marrones con pátina amarilla característica. Muestra arqueológica: AR'02.niv.M. U53.nº11.

confirmado por la presencia en varias de sus piezas de un córtex secundario o neo-córtex.

El segundo subtipo, CAL-02, lo conforman un grupo reducido de objetos. La única diferencia con el anterior subtipo es la presencia de unas coloraciones marrones fruto de alteraciones postdiagenéticas, tipo pátina amarilla, que le confiere este aspecto tan característico (5YR 6/2 *Light Brown*, 5YR 6/1 *Light Brownish Gray*) (**figura 7.96**). Ésta pátina probablemente se deba a una prolongada exposición meteórica (Fernades, 2012), aspecto que vendría

7.2.8.7. Descripción microscópica

El análisis petrográfico señala que el sílex de Cal Calaf está compuesto por microcuarzo en un 40-50%, seguido del cuarzo fibroso *length-fast* en porcentajes que varía de una muestra a otra entre el 5-25% con morfologías botroidales y esferulíticas rellenando antiguas porosidades de tipo vacuolar y canaliforme, y en menor medida, reemplazando la matriz original. Presenta unos porcentajes relativamente abundantes (del 15 al 35% dependiendo de la muestra) de cristales subédricos de yeso secundario, y en menor medida, de extinción no uniforme. Posteriores a la silicificación, se observan carbonatos diseminados (5-10%), de tamaño esparítico y como cementos de estructuras de bioturbación (100-500 μm), relacionados, probablemente, a momentos de desecación, en los que rellenarían las estructuras de bioturbación del sedimento yesífero; fenómeno común que se da en zonas de margen de lago (Ortí *et al.*, 2007). Se definen otros carbonatos que formarían parte de la textura deposicional primaria junto a yesos lenticulares (**figura 7.97**).

Como minerales accesorios se describe la presencia de hematites (3-5%), tanto diseminada como concentrada en la porosidad vacuolar o canaliforme (10-20%). Dicha porosidad es muy común a consecuencia de las estructuras de disolución-nodulización por la compactación química sufrida. Como porosidad también destaca la móldica fruto de las lenticulas de yeso primario, relicto de la textura deposicional primaria gipsilutítica/gipsiarenítica (**figura 7.98**).

La zona cortical está formada por microesparita con agregados compuestos por pseudomorfos de yesos cementados por esparita. Estos grandes agregados en forma de bolas, son muy

diagnósticos de la roca caja y se observan en el sílex como parte de la textura deposicional original.

El análisis petrográfico nos señala que la variedad silícea de Cal Calaf es producto de una diagénesis temprana, en ambientes de margen de lago a partir de protolitos definidos como margas yesíferas.

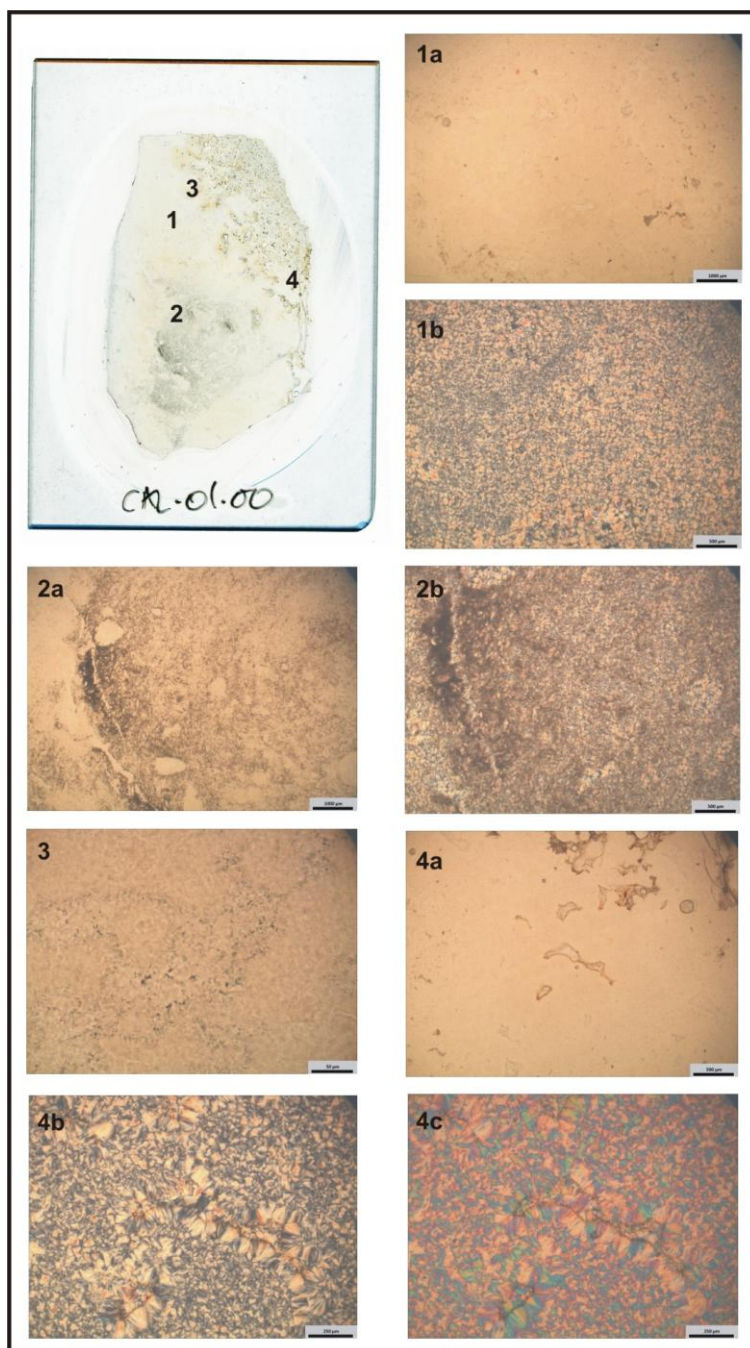


Figura 7.97. Sílex geológico tipo Cal Calaf. Con luz PP observamos las porosidades vacuolares e intercristalinas (**1a**, **3** y **4a**), así como la carbonatación y los relictos evaporíticos (**2a**). Con luz PC observamos el yeso secundario subédrico en matriz y el cuarzo microcristalino (**1b**), así como los yesos lenticulares que están siendo reemplazados por microcuarzo (**2b**), y las porosidad vacuolar cementada pro cuarzo fibroso (**4b**) de tipo calcedonita (**4c**) [cuña accesoria de 1λ].

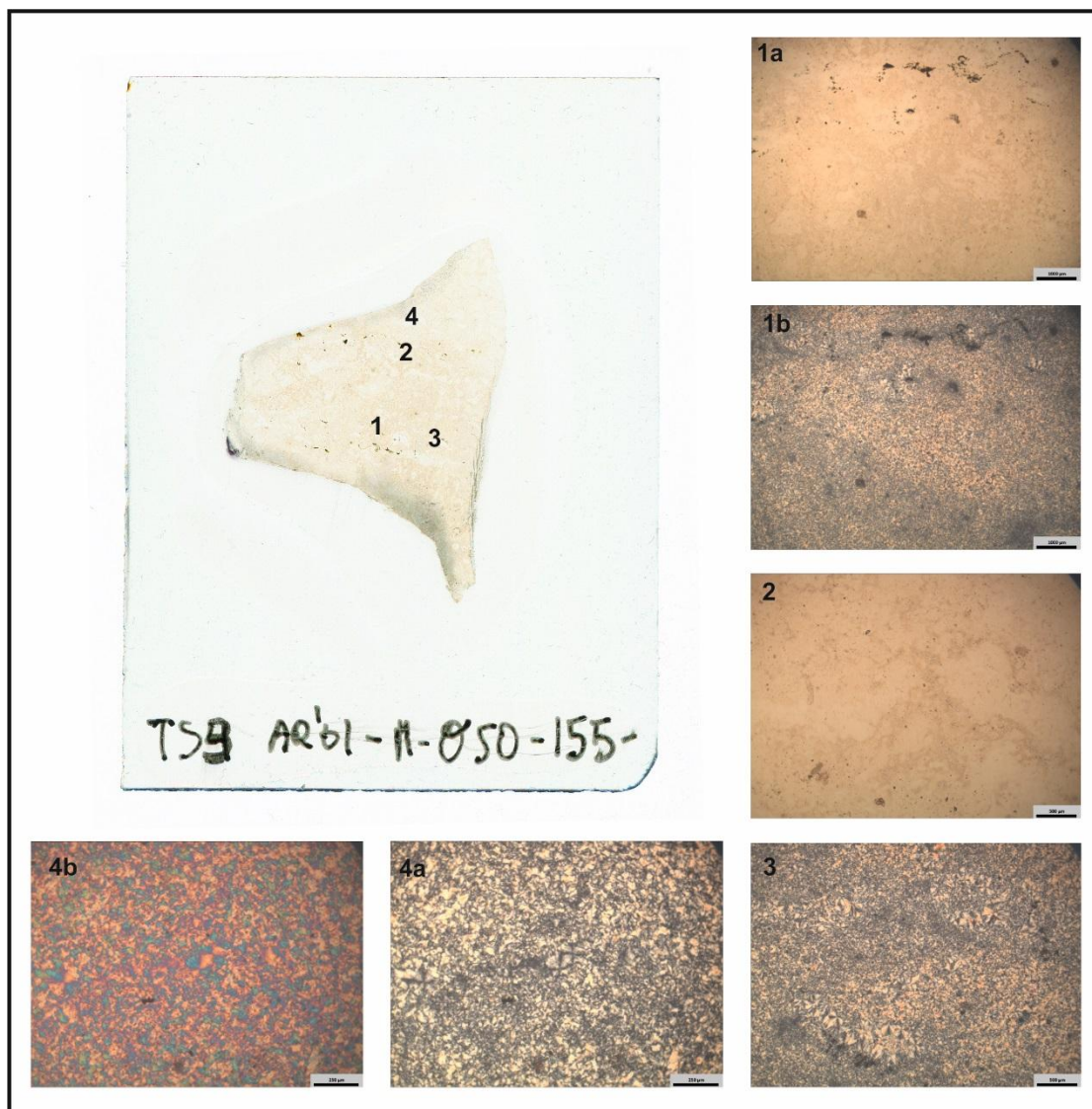


Figura 7.98. Sílex arqueológico. Con luz PP observamos las estructuras de disolución-nodulización de tipo nodular/enterolítica (**1a y 2**). Con luz PC observamos como en las estructuras de disolución se concentra el cuarzo fibroso de tipo calcedonita (**1b, 3 y 4a** con cuña accesoria de 1λ) y como la matriz está compuesta por cuarzo microcristalino, algo de cuarzo fibroso, yeso secundario de cristales subédricos (**1b**), y en menor medida, yeso secundario de cristales anhédricos de extinción no uniforme (**4a**).

7.2.8.8. Análisis complementarios

La difracción de Rayos-X de la muestra geológica del sílex tipo de Cal Calaf-01 recogida en el afloramiento de Cal Calaf-01, muestra como componente principal el cuarzo seguido de la moganita. Éste último mineral nos confirmaría el origen evaporítico de las muestras (Flörke *et al.*, 1976; Knauth, 1994; Bustillo, 2002), como así nos lo demuestra su encajante (margas yesíferas) (**figura 7.99**).

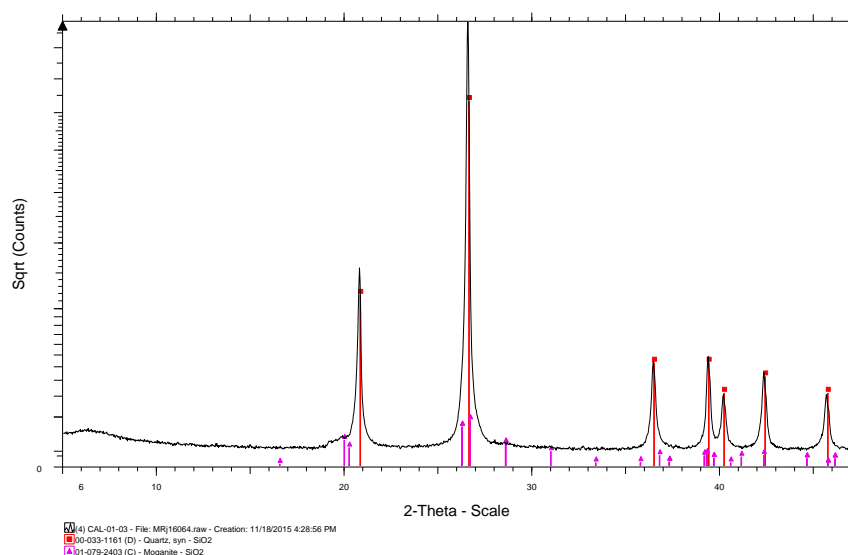


Figura 7.99. Difractograma de una muestra geológica del tipo síliceo CAL-01.

La segunda muestra analizada por difracción de Rayos-X, corresponde a una muestra arqueológica asociada al tipo síliceo de Cal Calaf-01 (**figura 7.100**). Está compuesta por cuarzo, moganita, anhidrita y fluoruro de hierro, además del mineral contaminante WC por el molido de la muestra. Los componentes minoritarios nos confirman que los sedimentos yesíferos son los que componen la litofacies encajante (Flörke *et al.*, 1976; Knauth, 1994; Bustillo, 2002).

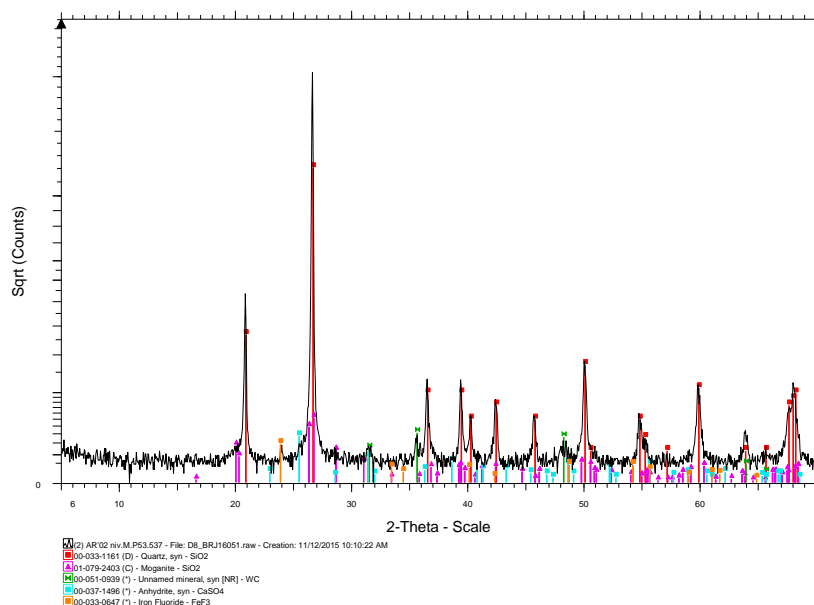


Figura 7.100. Difractograma de una muestra arqueológica (AR'12. niv.M. P53. nº 537) asociada al tipo síliceo CAL-01.

7.2.8.9. Representación en el registro arqueológico

La variedad de sílex de Cal Calaf (CAL) está compuesta por un total de 2.566 restos, que equivale al 56,3% del total de los tres niveles estudiados. Dividido por niveles encontramos: 1.740 restos para el nivel M, 177 para el nivel Oa y 649 para el nivel P. Por subtipos, en el **nivel M** se describen 1.701 restos de CAL-01 (61,2%) y 39 de CAL-02 (1,4%). En los otros dos niveles sólo está representado el subtipo CAL-01 (**tabla 7.11**).

	Niv. M	Niv. Oa	Niv. P	Total
CAL-01	1701 97,56%	177 100%	649 100%	2527 98,48%
CAL-02	39 2,44%			39 1,52%
Total	1740 100%	177 100%	649 100%	2566 100%

Tabla 7.11. Distribución de los subtipos CAL por niveles arqueológicos.

7.2.9. SÍLEX DE LA PANADELLA

Sílex de reemplazamiento de calizas lacustres. En la **tabla 7.12** presentamos el resumen de los principales caracteres del sílex del la Panadella (PAN).

TIPO SÍLEX	Nº DE PIEZAS	PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS		AFLORAMIENTOS Mapa Figura 7.1	ORIGEN LITOLÓGICO
		MACROSCÓPICAS	MICROSCÓPICAS		
PAN	68 (M) 45 (Oa) 570 (P) N=683	<p>-<u>Textura muy fina</u></p> <p>-<u>Cuando presenta pátina es gris-marronosa, amarilla y blanca. Puede visualizar estructuras sedimentarias como anillos de Liesegang o laminaciones y se incrementan visualmente los bioclastos.</u></p> <p>-<u>Coloración homogénea oscura negro verdoso-grisáceo (5G 2.5/1 Greenish Black, 5GY 4/1 Dark Greenish Gray y 5Y 2/1 Olive Black)</u></p> <p>-Transparencia generalmente opaca y brillo mate</p> <p>-Cuando se observa la textura deposicional presenta abundantes bioclastos</p> <p>-Textura <i>mudstone-wackestone</i></p> <p>-Sin fisuras</p>	<p>-<u>Cuarzo micro-cristalino (50-60%)</u></p> <p>-Calcedonita (3%) y megacuarczo (1%) como cemento de la porosidad móldica</p> <p>-<u>Cuarzo detrítico (50µm) diseminado (1-3%)</u></p> <p>-<u>Micrita (25-35%) y granos esqueléticos (carofitas, gasterópodos y fitoclastos) reemplazados como textura deposicional primaria</u></p> <p>-Óxidos de hierro (1-3%) y minerales de la arcilla (1-3%) diseminados</p> <p>-<u>Estructuras sedimentarias:</u></p> <p><u>laminaciones y compactaciones mecánicas en forma de aplastamiento y reorientación de los fósiles</u></p> <p>-Mediante microscopio petrográfico: textura <i>wackestone-packstone</i></p>	Panadella [23]	CALIZAS LACUSTRES

Tabla 7.12. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Panadella (PAN), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.

7.2.9.1. Localización geográfica

El sílex de la Panadella (PAN) se localiza en una pequeña área al este del municipio de Montmaneu (Anoia, Barcelona). Se ha localizado un sólo un afloramiento, definiéndose como el afloramiento tipo.

7.2.9.2. Afloramientos

Montmaneu (PAN) [23]

El afloramiento silíceo de Montmaneu (PAN) [23] se localiza en una cantera situada en el km. 535'5 de la carretera N-IIa. La distancia en línea recta al Abric Romaní es de 24,3 km (véase **Figura 7.1** y **7.2**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Panadella [23]: 368711.5E; 4609667.7N

El corte geológico realizado en la zona nos muestra parte de la secuencia de las unidades superiores lacustres y fluviolacustres (Colldefons *et al.*, 1994a), constituida por los depósitos correspondientes al Sistema lacustre de la Segarra (Anadón *et al.*, 1989), todos ellos del Oligoceno inferior. En la base, se localiza la formación Sta. Coloma formada por calizas, margas grises y margocalizas blancas con moldes de yesos nodulares y laminados. Sobre esta formación encontramos la formación calizas de Montmaneu con presencia de sílex. Ésta se halla constituida por calizas finamente estratificadas, localmente organógenas, con algunas intercalaciones de margas. A techo se localiza la formación Panadella, formada por calizas tableadas de color gris claro con carófitas que alternan con niveles de margas grises y blancas y con niveles de lutitas (**figura 7.101**).

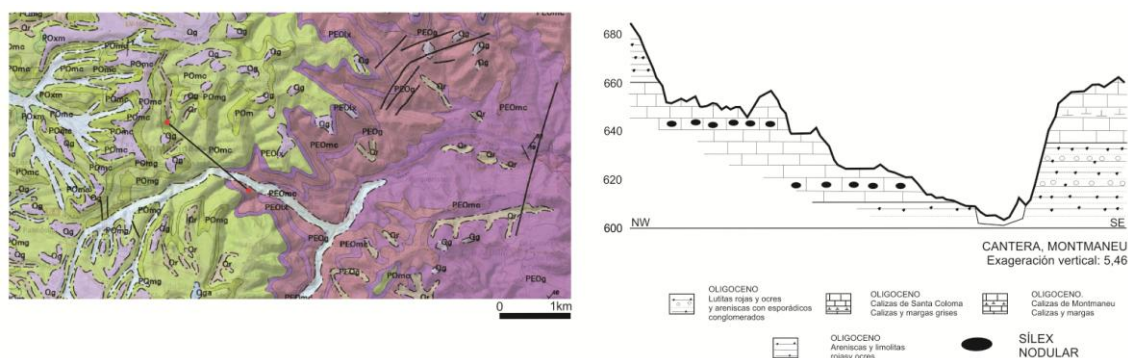


Figura 7.101. Corte geológico de la zona de la Cantera de Montmaneu (Montmaneu). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

La formación Montmaneu presenta un espesor de 120 m (Colldefons *et al.*, 1994), aunque en el área estudiada el espesor calculado para el afloramiento es de 50 m. En dicha formación se

ha diferenciado el miembro margas de Civit, compuesto por margas y margocalizas laminadas, que no presentan sílex. Dicho miembro se localiza al W de las calizas con sílex, por lo que la zona de interés queda reducida a un área que se extiende de Bellmunt a St. Martí Sesgueioles. Esta área queda aún más reducida en términos silíceos, ya que estos sólo aparecen en las cercanías de Montmaneu. El sílex se localiza entre las calizas organógenas micríticas, de color gris claro, con ostrácodos y carófitas. Presenta unas medidas decimétricas, y se localiza en bancos de nódulos estratificados discontinuos. Su ratio silíceo es del orden del 15% en relación a su encajante (**figura 7.102**).



Figura 7.102. Afloramiento PAN. Izquierda vista general con las silicificaciones entre las calizas laminadas. Derecha detalle de un nódulo de sílex con su encajante.

7.2.9.3. Roca encajante

Según el análisis petrográfico de la roca encajante presenta una litofacies calcárea de tipo *packstone* con una matriz entre micrita y microesparita (50%) con abundancia de granos esqueléticos, en forma de carófitas (15%) y en menor medida ostrácodos (5%). También presenta granos no esqueléticos en forma de agregados (5%) y ooides (5%). Como mineral accesorio se localiza hematites masiva y fina, diseminada y en agregados (1-3%). En algunos casos los bioclastos han generado una porosidad móldica (15%) que generalmente está cementada por esparita (10%), por cuarzo micro- y criptocristalino (1-3%) y en algunos casos sin cementar (2%) (**figura 7.103**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

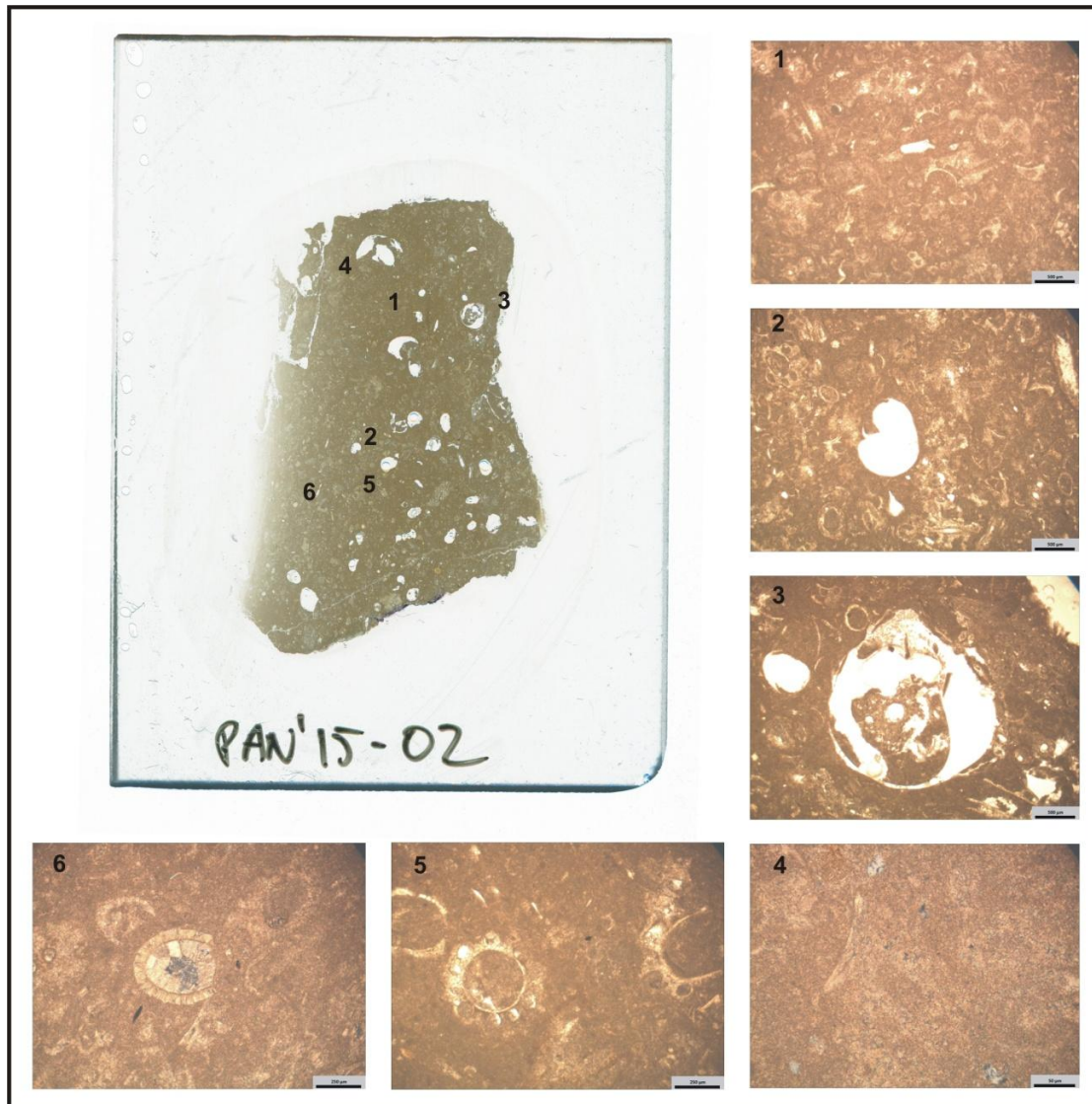


Figura 7.103. Caliza *packstone* donde se observa con luz PP la textura deposicional (1), con detalles de algunos bioclastos (2, 3 y 5), donde predominan las carofitas (5) y en algunos casos sus porosidades móldicas (2 y 3). Con luz PC se observa el cemento de cuarzo microcristalino rellenado porosidades móldicas (4) y cemento esparítico rellenado un ooide (6).

7.2.9.4. Modelo deposicional

Las litofacies encajantes de este tipo silíceo se asocian a un ambiente lacustre calcáreo, relacionado con la zona terminal de los sistemas aluviales de procedencia pirenaica, de carácter predominantemente perenne, donde la sílice cementaría la porosidad vacuolar y móldica de los carbonatos a partir de la transformación de dichos organismos en cuarzo. La silicificación se daría en la fase eogénica, es decir, en una fase de enterramiento somero de diagénesis temprana, en la que la presencia de materia orgánica y el cambio de pH son fundamentales para la precipitación de la sílice (Bustillo, 2010).

7.2.9.5. Abundancia cartográfica

Después de una intensa prospección sólo hemos localizado el sílex de la Panadella en una zona entorno a la cantera que se sitúa a la entrada del municipio de Montmaneu [23], por lo que hemos considerado que la formación Montmaneu con sílex sólo comprendía un área próxima al afloramiento, descartando el resto de la formación geológica con la intención de presentar unos datos de abundancia silíceo que se ajustasen a la realidad observada.

El sílex de la Panadella se localiza en el radio de acción del Abric Romaní de 10 a 30 km. La dimensión de la formación ocupa un área de 1.210 ha. El espesor total es de 50 m y el espesor observable del encajante en el afloramiento es de 3,5 m. La abundancia silíceo para el territorio es de 12,7 ha. que representa un 1% del total de la formación. Teniendo en cuenta el resto de formaciones que aportan sílex, el de la Panadella representa del total de sílex que se dispone un radio de 10 a 30 km sólo el **0,36%**.

En relación al posible aporte fluvial de dicho material, se han prospectado los cauces actuales del río Anoia próximos al afloramiento, en el municipio de Jorba, así como en otros puntos ya citados en anteriores apartados como son a su paso por el municipio de Pobla de Claramunt y el Bedorc (véanse apartados de abundancia cartográfica del **7.2.1.5** en adelante) .

En el río Anoia a su paso por Jorba (Anoia) se han contado 76 cantos en un m². Las litologías representadas son: areniscas (64,9%), calizas (13,5%), margas (13,5%) y granitos (5,5%), sin la presencia del sílex como ya ha sucedido en los otros puntos muestreados del río Anoia en su cauce actual (**figura 7.104**).

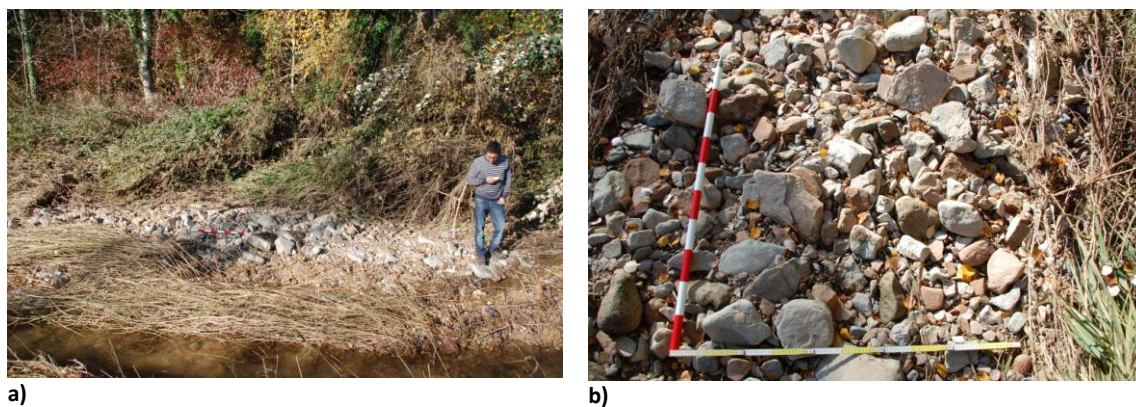


Figura 7.104. a) Vista general del muestro de cantos en el río Anoia a su paso por el municipio de Jorba. b) Detalle del muestreo de un m².

7.2.9.6. Descripción macroscópica

El tipo de sílex de la Panadella (PAN) se caracteriza por un color negro verdoso-grisáceo (5G 2.5/1 *Greenish Black*, 5GY 4/1 *Dark Greenish Gray* y 5Y 2/1 *Olive Black*) de carácter, generalmente, opaco y mate. Presenta un grano fino y una textura deposicional difícil de reconocer. Aunque cuando se identifican los elementos aloquímicos, suelen ser bioclastos y en menor medida ooides y peloides, confiriéndole una textura tipo *mudstone-wackestone* (Dunham, 1962). Cuando presenta estructuras sedimentarias, éstas son laminaciones (**figura 7.105**). Como rasgos postdiagenéticos destaca la formación de pátina que a veces hace difícil su adscripción, ya que las piezas presentan otras coloraciones y sus texturas sedimentarias resaltan. La pátina puede ser tanto marrón-grisácea (5YR 5/2 *Pale Brown*, 5Y 7/2 *Yellowish Gray*; 10YR 6/2 *Pale Yellowish Brown*), grisácea (5GY 8/1 *Light Greenish Gray*; 5B 5/1 *Medium Bluish Gray*) y blanca; ésta última siempre aparece de manera parcial. En algunos casos esta pátina muestra estructuras sedimentarias del tipo anillos de Liesegang y figuras de compactación. La pátina además, provoca que los elementos aloquímicos, principalmente bioclastos, sean más visibles, pudiendo caracterizarlos de la misma manera que lo hacemos en lámina delgada, asociándolos a este grupo silíceo con mayor facilidad (principalmente, destacan las carofitas).



a)



b)

Figura 7.105. a) Muestra en el afloramiento de sílex PAN. b) Muestra de colección de referencia en la litoteca del IPHES. Fotografía: G. Campeny.

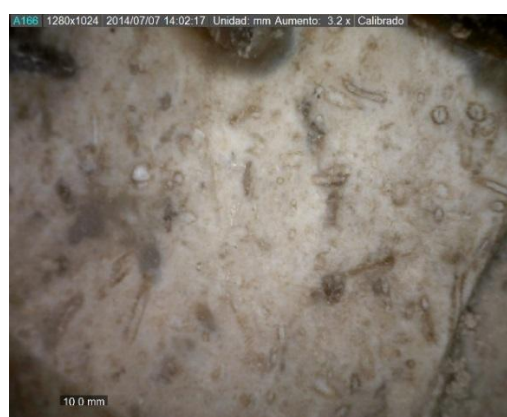
Debido a las alteraciones postdiagenéticas hemos considerado dividir en sutipos dicho tipo de sílex en:

- PAN-01: aquel que no presenta ningún tipo de alteración postdiagenética, tipo pátina, y que conserva su coloración homogénea oscura sin apenas observarse su textura deposicional (**figura 7.106a**).

- PAN-02: aquel subtipo que presenta una fuerte alteración postdiagenética por pátina marron-grisácea que permite la identificación de gran cantidad de elementos aloquímicos, tipo bioclastos, que le confieren una textura sedimentaria tipo *wackestone*. A veces presenta ciertas estructuras tipo laminaciones (**figura 7.106b**).
- PAN-03: subtipo caracterizado por la presencia de pátinas marrón-grisáceas y grises que provoca que en las piezas se observen estructuras sedimentarias tipo anillos de Liesegang (**figura 7.106c**).
- PAN-04: subtipo caracterizado por la presencia parcial de pátina blanca, donde aún se observa con claridad la coloración original oscura y que presenta unas típicas estructuras sedimentarias en forma de laminaciones (**figura 7.106d**).



a)



b)



c)



d)

Figura 7.106. Muestras arqueológicas. **a)** Tipo sílex PAN sin ningún tipo de alteración. Muestra: AR'05.niv.Oa.R47.nº10. **b)** Sílex PAN con pátina gris. Se observan claramente los bioclastos confiriéndole una textura tipo *wackestone*. Muestra: AR'02.niv.M. U49.nº47. **c)** Con pátina gris-marrón se observan laminaciones tipo anillos de Liesegang. Muestra: AR'09.niv.P.T46.nº56. **d)** Sílex parcialmente patinado que nos muestra laminaciones como consecuencia de la compactación. Muestra: AR'06.niv.P.M52.nº2.

7.2.9.7. Descripción microscópica

El análisis petrográfico de las muestras de sílex de la Panadella (PAN) presenta zonas corticales compuestas de calcita micrítica con bioclastos. El cuerpo silíceo está compuesto por cuarzo

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

micro y criptocristalino (50-60%) que cementa la matriz micrítica y los bordes de los granos esqueléticos, cuarzo detrítico (50µm) diseminado (1-3%) y cuarzo fibrosos *length-fast* (3%) y megacuarzo isométrico en mosaico (1%) como cemento de la porosidad móldica (4%) (**figura 7.107**).

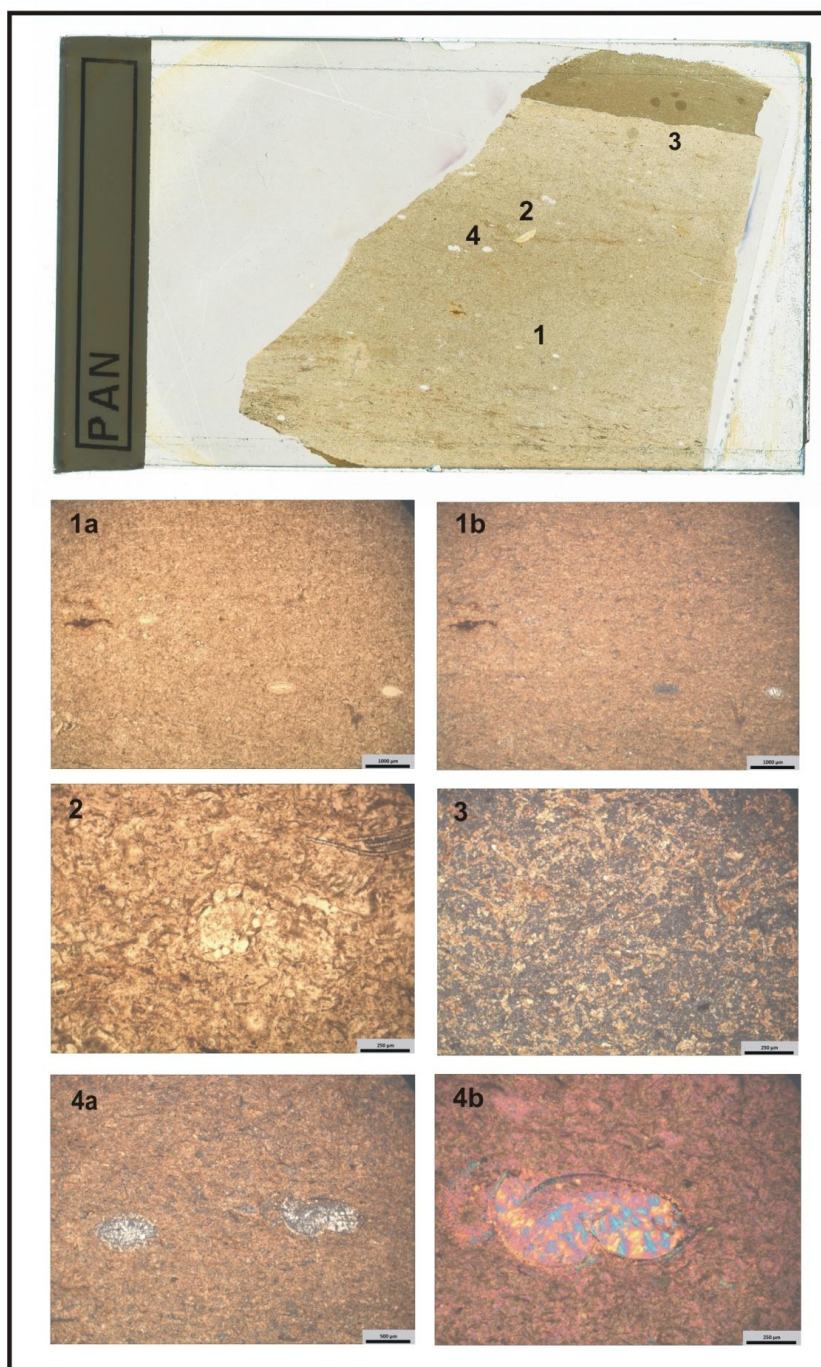


Figura 7.107. Sílex geológico de PAN. Con luz PP se observa la textura deposicional de *tipo packstone* con bioclastos y carbonato micrítico (**1a y 2**), donde destacan las carofitas (**2**). Con luz PC se observa el cuarzo fibroso y megacuarzo como cemento de las porosidades móldicas de los bioclastos (**1b y 4a**), así como la textura y composición de la roca donde se observa que la sílice micro-criptocristalina está reemplazando la matriz micrítica de la textura deposicional original. En el caso de los bioclastos, éstos están cementados por cuarzo fibroso y en menor medida megacuarzo (**3**). Con PC y cuña accesoria de 1λ observamos como el cuarzo fibroso que cementa las porosidades móldicas es de elongación negativa (calcedonita).

Como elementos no silíceos y que forman parte de la textura deposicional primaria, se observa la calcita (25-35%) en forma de micrita y de granos esqueléticos. Estos granos esqueléticos son identificables, observándose gran cantidad de carofitas, gasterópodos y fitoclastos.

Los minerales accesorios presentes son los óxidos de hierro (1-3%) diseminados y minerales de la arcilla (1-3%).

Como estructuras sedimentarias se observan laminaciones y compactaciones mecánicas en forma de aplastamiento y reorientación de los fósiles. Estas estructuras van asociadas a fenómenos de deshidratación, reducción de la porosidad y reducción significativa del espesor del sedimento (Flügel, 2004).

El análisis petrográfico nos señala que estos sílex son producto de una diagénesis temprana, en ambientes de enterramiento lacustres calizos a partir de protolitos definidos como calizas biomicritas con texturas *wackestone-packstone* (figura 7.107 y 7.108).

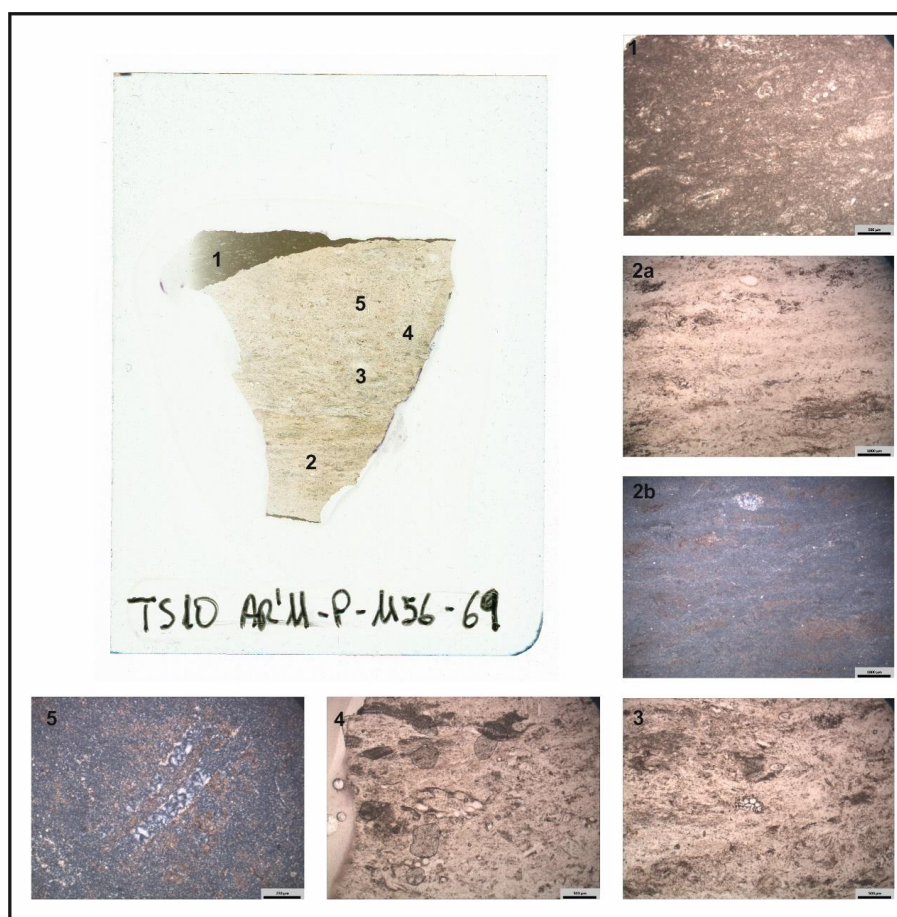


Figura 7.108. Muestra arqueológica (AR'11. niv. P. U56. n°69). Con luz PP observamos la cortical de la muestra formada por una matriz micrítica con gran cantidad de bioclastos que le confiere una textura *wackestone-packstone* (1). Su textura deposicional donde se observa el carbonato micrítico, los granos esqueléticos y las figuras de compactación en forma de laminaciones (2a, 3) y aplastamiento de granos esqueléticos (4). Con luz PC observamos la intercalación en láminas del cuarzo micro-criptocristalino con el carbonato micrítico, cuarzo detrítico y fósiles cementados por cuarzo fibroso de elongación negativa y megacuarzo.

7.2.9.8. Análisis complementarios

La μ -Difracción de Rayos-X de la muestra geológica del sílex de la Panadella, presenta el cuarzo como componente dominante, seguido de la calcita y la moganita (**figura 7.109**).

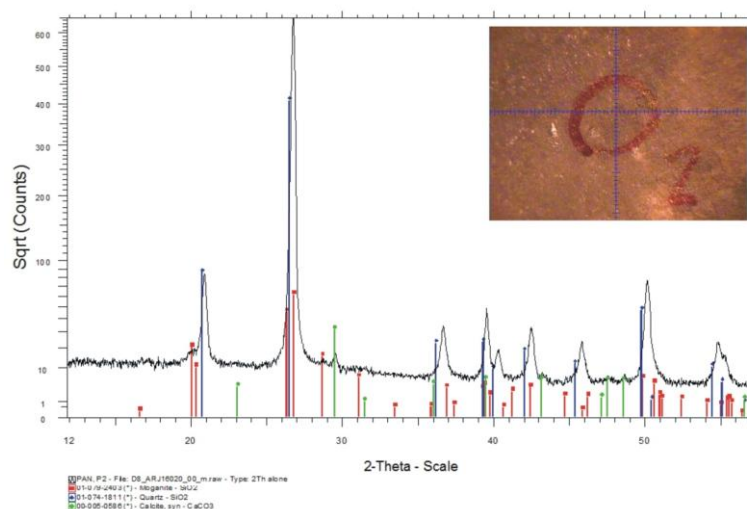


Figura 7.109. Difractograma obtenido por μ -DRX de la silicificación de la Panadella (PAN).

La difracción de Rayos-X de una muestra arqueológica pulverizada asociada al tipo silíceo de la Panadella confirma los mismos componentes minerales que la muestra geológica, con la presencia del cuarzo, seguido de la calcita y la moganita (**figura 7.110**).

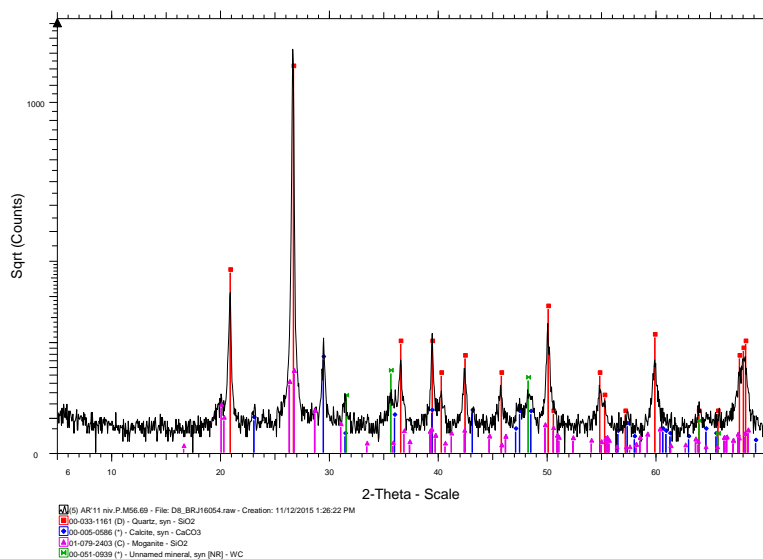


Figura 7.110. Difractograma de Rayos-X de la muestra arqueológica (AR'11. niv. P. U56. nº69) asociada al tipo silíceo PAN. Se observa WC como componente contaminante por el molido de la muestra.

7.2.9.9. Representación en el registro arqueológico

El tipo de sílex la Panadella (PAN) está compuesto en el registro arqueológico por 683 objetos que equivale al 14,9% del total del sílex analizado para los tres niveles. Por niveles queda representado en: 68 objetos para el nivel M (2,4%), 45 para el Oa (12,4%) y 570 para el P (40,4%). Por subtipos, en el **nivel M** se describen 55 restos de PAN-01 (2%), 11 de PAN-02 (0,4%) y 2 de PAN-04 (0,1%) sin estar representado el subtipo PAN-03. Para el **nivel Oa** se presentan 44 objetos de PAN-01 (12,1%) y un resto de PAN-02 (0,3%), sin estar representados PAN-03 y PAN-04. Por último, para el **nivel P** tenemos 372 objetos de PAN-01 (26,3%), 109 de PAN-02 (7,6%), 56 de PAN-03 (3,9%) y 33 de PAN-04 (2,3%) (**tabla 7.13**).

	Niv. M	Niv. Oa	Niv. P	Total
PAN-01	55 80,88%	44 97,78%	372 65,26%	471 68,96%
PAN-02	11 16,17%	1 2,22%	109 19,13%	121 17,71%
PAN-03			56 9,83%	56 8,21%
PAN-04	2 2,95%		33 5,78%	35 5,12%
Total	68 100%	45 100%	570 100%	683 100%

Tabla 7.13. Distribución de los subtipos PAN por niveles arqueológicos

7.2.10. SÍLEX DE CAL SALVET

Sílex de reemplazamiento de dolomías con yesos y yesos nodulares.

7.2.10.1. Localización geográfica

Los afloramientos silíceos del sílex de Cal Salvat se localizan en la Fm. Valldeperes, la cual se extienden desde el municipio de Vallespinosa a Valldeperes. De forma alargada, presenta una franja de unos 700 m de anchura por unos 12 km de largo que acaba a unos 3 km al NE de Valldeperes. Se han localizado numerosos afloramientos pero los que hemos establecido como tipo abarcan las diferentes litologías con sílex de la formación. De más lejano a más cercano del Abric Romaní se han localizado: Montclar (Vallespinosa, Conca de Barberà) [8], Solà de Valldeperes (Valldeperes, Conca de Barberà) [10] y Cal Salvat (Bellprat, Anoia) [12].

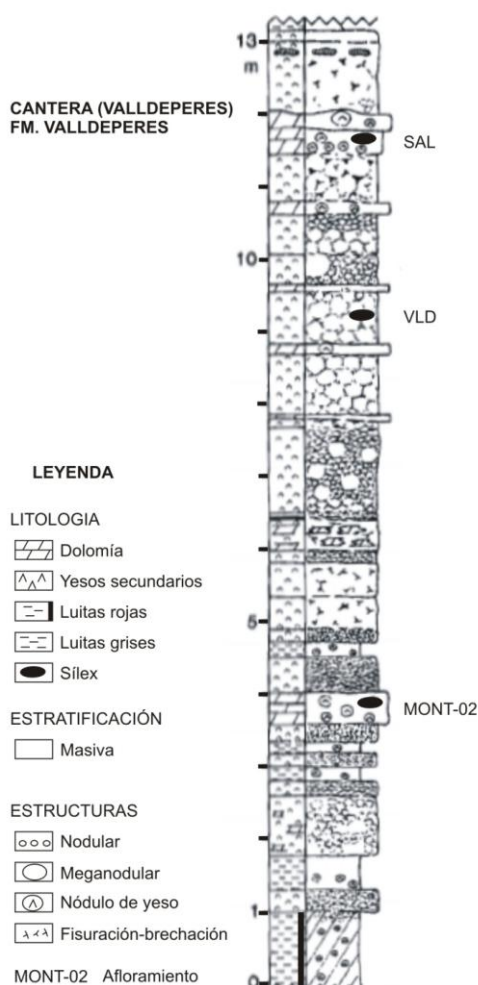


Figura 7.111. Columna estratigráfica tipo de la formación Valldeperes. Cantera de Valldeperes. Carretera TV-2011. Km. 1'5 (SW de Valldeperes). Modificado de Anadón y Marzo, 1986.

Según la columna estratigráfica tipo establecida por Anadón y Marzo (1986) para la formación Valldeperes, allá donde está mejor representada es en el municipio del que recibe nombre (**figura 7.111**). Ésta presenta tres tramos sedimentarios. Un primer tramo a base caracterizado por lutitas rojas con nódulos de yeso de pequeño tamaño y con textura en mosaico "chicken wire". Un segundo tramo carbonatado, que es intermitente y presenta una composición mineralógica que va entre calizas con 100% de calcita a dolomías con porcentajes próximos al 100% del dolomita. En estos tramos es donde se localizan nódulos de sílex (MONT-02 y SAL) [8, 12]. Las calizas suelen ser micritas *mudstone* a *wackestone*, con oogonios de carófitas y ostrácodos. A veces presentan pseudomorfos de yeso rellenos de esparíta. Las dolomías corresponden a dolomicroesparitas de cristales generalmente anhedrales. El tramo principal, que se sitúa en gran parte de la secuencia, corresponde una litofacies de yesos nodulares alabastrinos que se

organiza mostrando la típica textura en mosaico "*chicken wire*". En algún punto entre los yesos aparecen sílex nodulares (VLD) [10]. Por tanto, las silicificaciones se localizan en tres pisos. Uno en la base, formado principalmente por nódulos de yesos intercalados entre calizas/dolomías (Montclar). Otro intermedio de yesos masivos nodulares (Solà de Valldeperes). Por último, a techo, se localizan de nuevo nódulos de yeso intercalados entre calizas/dolomías con sílex (Cal Salvat).

7.2.10.2. Afloramientos

Cal Salvat [12]

Es el afloramiento tipo que establecemos para este grupo silíceo. Se sitúa en el extremo NE de la formación Valldeperes. A partir de ese punto pasa lateralmente a la formación Fontanelles, formada por la alternancia de niveles lutíticos con bancos de calizas, que a su vez pasa, a la altura del Coll de la Portella (Orpí), a la formación Pobla de Claramunt. El afloramiento se localiza en el km. 9 de la carretera C-432 de Sta. Coloma de Queralt a la Llacuna, en la zona de la masía de Cal Salvat [12], del que coge su nombre (**figura 7.112**). En línea recta al Abric Romaní se encuentra a 19,4 km (**véase Figura 5.1 y 5.2**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Cal Salvat [12]: 371488.9E; 4595209.2N



Figura 7.112. Izquierda vista general del afloramiento de Cal Salvat (SAL). Derecha: detalle de las silicificaciones.

El corte geológico para esta zona nos muestra una sucesión de unidades con un fuerte buzamiento (40°-60°) que van desde el Keuper en su base; pasando por el Paleoceno con la formación Mediona (Thanetiense superior); seguido de la facies marina con la formación Orpí (Ilerdiense) de calizas y dolomías con alveolinas; el Cusiense de margas y arcillas alternando con calizas; varios pisos del Luteciense; hasta llegar al que presentamos en este corte, el Bartonense de la formación Valldeperes de calizas/dolomías cretosas blancas con yesos y sílex

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

nodular. El espesor real calculado para esta formación en el lugar es de 58 m con un índice de contenido silíceo del 50-60%. Seguidamente se localizaría el otro piso Bartonienso, de la formación Bosc d'en Borràs, con calizas micríticas y sílex en la que localmente aparecen niveles de margas y lignitos. A techo de toda la secuencia tendríamos las lutitas y margas con intercalaciones de areniscas y calizas del Priabonienso de **(figura 7.113)**.

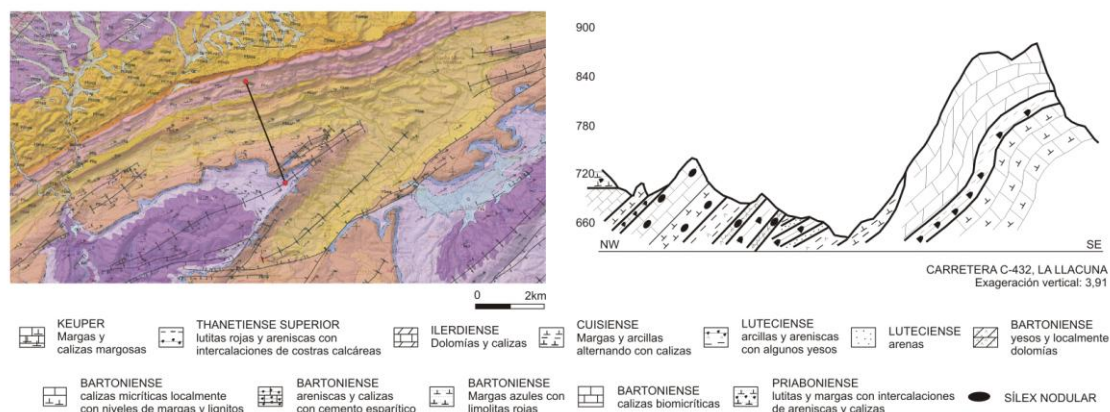


Figura 7.113. Corte geológico de la zona de Cal Salvat (Carreter C-432, Bellprat). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Solà de Valldeperes [10]

Este afloramiento se localiza en la vertiente sur de la colina que arranca a pies del pueblo de Valldeperes, por lo que recibe el nombre de Solà de Valldeperes **(figura 7.114)**. Se encuentra a una distancia en línea recta del Abric Romaní de 22,1 km **(véase figura 7.1)**. Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Solà de Valldeperes [10]: 368811.9E; 4594792.2N



El corte geológico representado en la zona muestra una sucesión de unidades con un cierto buzamiento (10°) donde a base aparece el Luteciense de arcillas y areniscas con algunos yesos y a techo el Bartonense con calizas micríticas con sílex (Fm. Bosc d'en Borràs) (**figura 7.115**). En la vertiente norte aflora la unidad de areniscas y calizas con cemento esparítico del Bartonense. Como tramo intermedio se localizan las unidades de yesos con sílex (Fm. Valldeperes) que se intercalan entre las arcillas y arenisca del Luteciense-Bartonense. El grosor real de la formación en el área es 11 m. El sílex se presenta con tamaños variables entre centimétricos y decimétricos. La ratio de representación silícea se ha estimado entre 10-20% de la superficie aflorante.

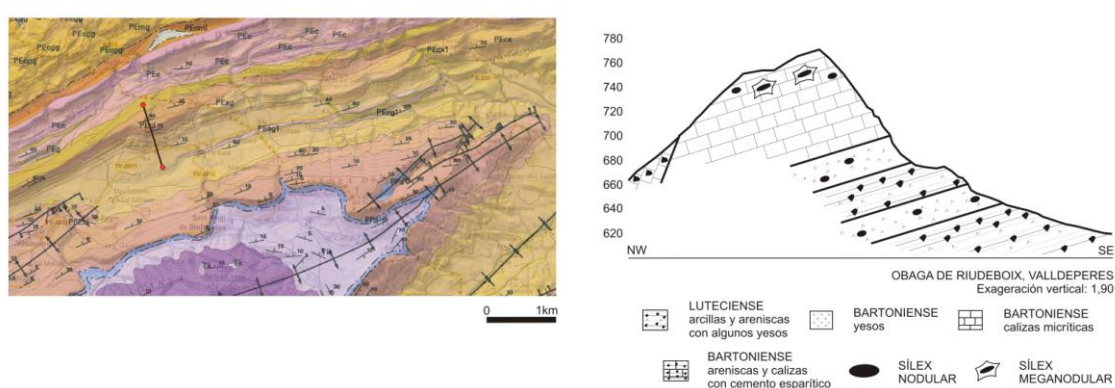


Figura 7.115. Corte geológico de la zona de Solà de Valldeperes (Valldeperes). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Montclar [8]

Corresponde a la zona situada más al SW del área de estudio. Se localiza en el municipio de Vallespinosa, a unos 2'5 km al NE. El afloramiento se localiza en el camino que lleva a la cima de la montaña de Montclar (**figura 5.116**) y recibe este nombre.



Figura 7.116. Izquierda: vista general del afloramiento MONT-02. Derecha: detalle de las silicificaciones.

Es el afloramiento silíceo localizado más lejano al Abric Romaní, a una distancia en línea recta de 29,3 km (**véase figura 7.1**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Montclar [8]: 362514E; 4591157N

El corte geológico representado para la zona de Montclar muestra una serie de unidades geológicas con distintos buzamientos (de 5° a 35°), por ser una zona de fuerte tectónica y en la que aparecen varias fallas normales. En la base, el extremo SE del corte, se describe el Cuisiense formado por la alternancia de margas, arcillas y calizas. Sobre esta unidad se halla representado el Luteciense con arcillas y areniscas con algunos yesos. Seguidamente, aparece la unidad con sílex correspondiente al Bartonense de calizas/dolomías cretáceas blancas y yesos con un grosor real calculado de 35 m. El sílex se presenta en medidas decimétricas y su ratio de representación es del 50-60% de la superficie aflorante. Sobre éste, tenemos la intercalación de dos unidades del Bartonense; la unidad formada por areniscas y calizas con cemento esparítico que alterna con las margas azules con limolitas rojas. A techo de la secuencia aparece el Priabonense de conglomerados, areniscas y margas rojas (**figura 7.117**).

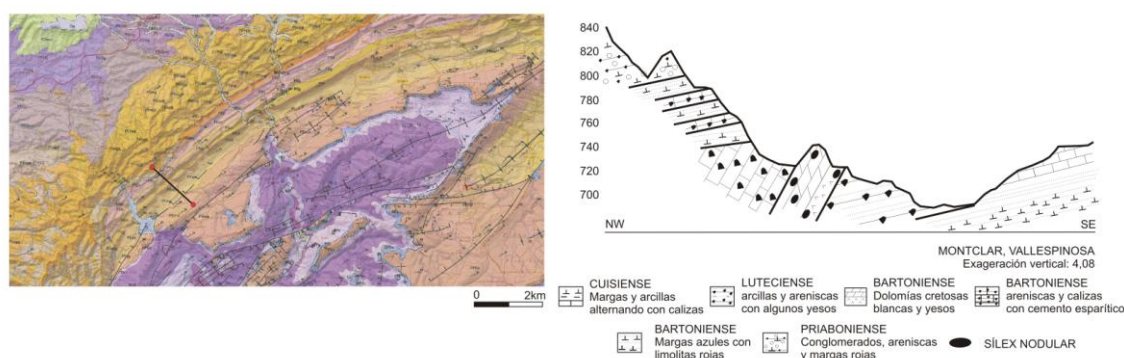


Figura 7.117. Corte geológico de la zona de Montclar (Vallespinosa). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

7.2.10.3. Roca encajante

Como se muestra en la sección tipo de la formación Valldeperes los afloramientos silíceos de Montclar [8] y Cal Salvat [12] se localizan en un tramo de calizas/dolomías cretáceas blancas con yesos, por lo que presentan el mismo encajante. La litofacies predominante, por tanto, es la carbonatada yesífera. El estudio de su encajante la describe como una caliza micrítica que apenas conserva la textura deposicional primaria, exceptuándose la presencia de una matriz micrítica (20%) que en algunos casos se observan granos no esqueléticos en forma de pseudomorfo de yeso de tamaños entre 200 y 500 μm (3%). Dichos pseudomorfos presentan una antigua porosidad móldica que ha sido cementada por carbonato esparítico en mosaico. La calcita esparítica presenta una fábrica equigranular con unos porcentajes en torno al 65%. Como mineral accesorio se localiza la presencia de hematites masiva y en agregados

diseminada por la roca (5%). También se localizado clastos detríticos aislados en forma de cuarzo (125 μm) (2%).

A parte de la porosidad móldica citada anteriormente (3%), se describe porosidad por excavación (*boring*) (3%) y vacuolar (1%).

La compactación de los granos es mecánica observándose el contacto de los granos en punta y en algún caso tangencial, lo que indica un incremento de la compactación inicial (**figura 7.118**).

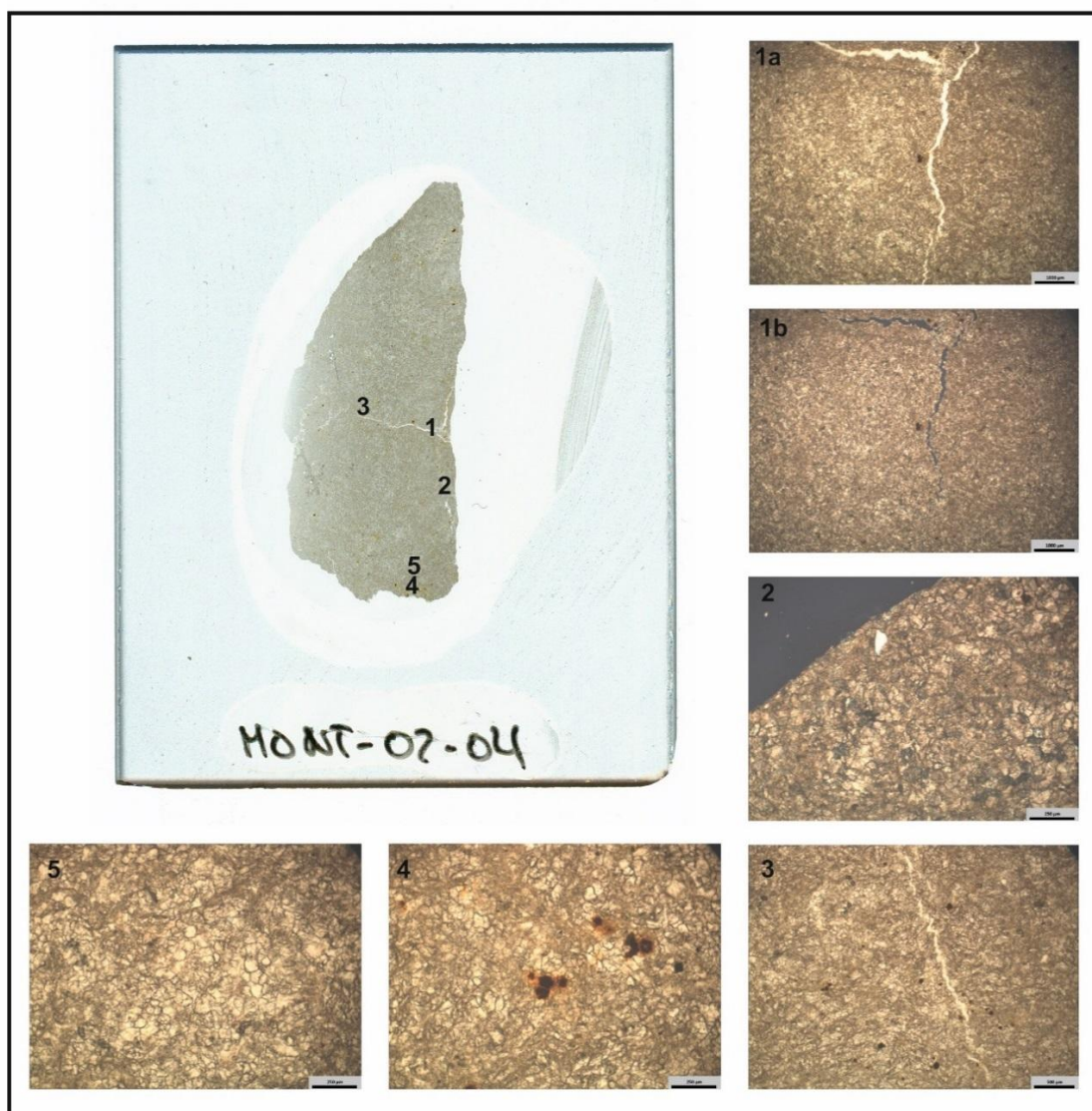


Figura 7.118. Con luz PP se observa la textura esparítica de la roca y algunas porosidades por perforación, así como los óxidos de hierro de tipo *rim* y diseminados por la matriz (**1a, 3, 4, 5**). Con luz polarizada cruzada observamos algún clasto detrítico de cuarzo (**2**) y el componente carbonático de la roca (**1b**).

El otro tipo de litofacies encajante se localiza en Solà de Valldeperes [10]. Como se observa en la sección tipo de la formación Valldeperes el afloramiento corresponde a una litofacies sulfatada, de yesos nodulares típicos de ambientes lacustres evaporíticos. El análisis

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

petrográfico de su encajante (**figura 7.119**), muestra una composición de yeso secundario (70%), en las variedades de cristales anhédricos de extinción no uniforme, lentículas del yeso originalmente primario de litofacies gipsilutítica, y en agregados microcristalinos (30%) en las microestructuras nodulares. Como minerales no sulfatados se describe la arcilla (7%) y los óxidos de hierro (7%) que se disponen en la porosidad intercrystalina (20%). El carbonato esparítico también está presente (5%) en forma de cemento de la porosidad intercrystalina. Dicho carbonato probablemente se depositó en momentos de desecación del lago.

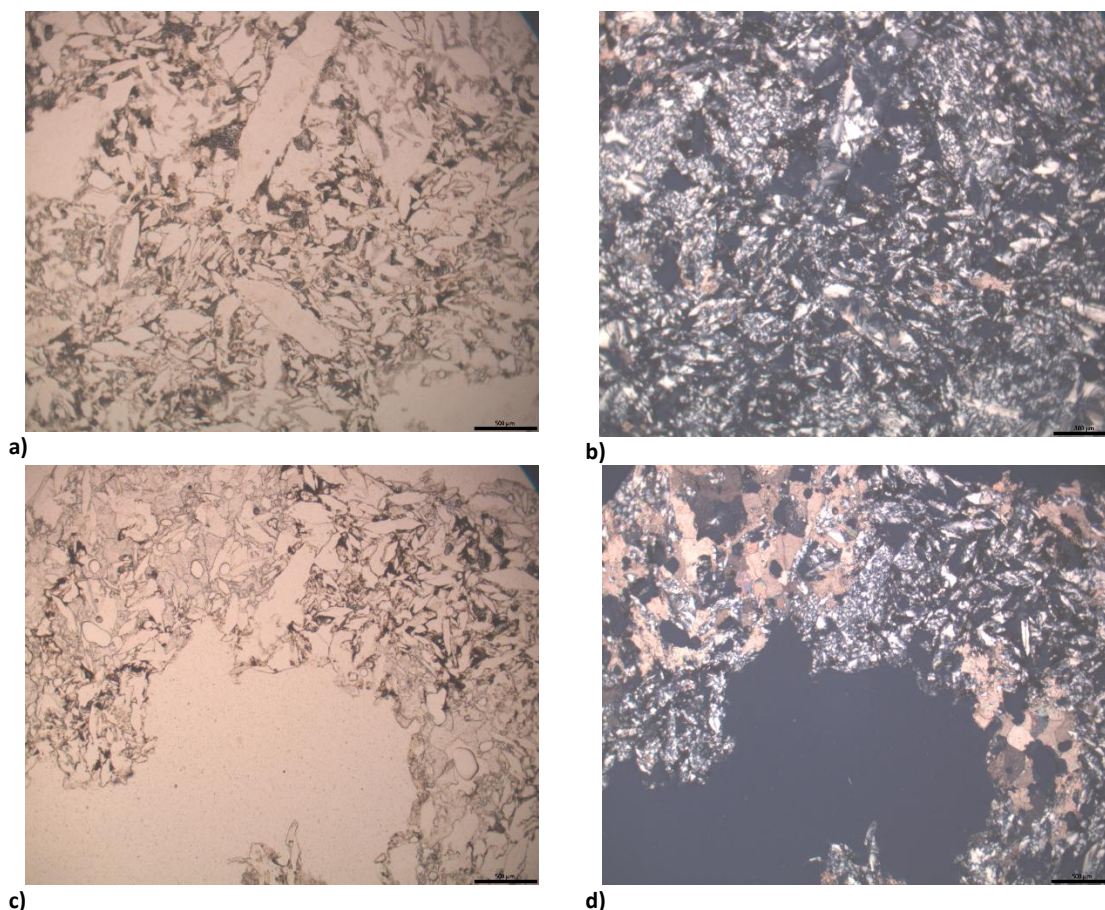


Figura 7.119. a y b) Luz polarizada plana y cruzada donde se observan las lentículas de yeso secundario con la porosidad intercrystalina rellena de arcilla y óxidos de hierro y, en menor medida, agregados microcristalinos de yeso secundario en las estructuras de disolución. **c y d)** Luz polarizada plana y cruzada donde se quiere destacar la porosidad vacuolar y el cemento esparítico de la porosidad intercrystalina.

7.2.10.4. Modelo deposicional

Los materiales de la Formació Valldeperes se depositaron en ambientes someros típicos de ambientes lacustres evaporíticos, tipo *sabkhas* o *lagoons*, caracterizados por la deposición de fangos calizos y margas, y expuestos a emersiones en amplias áreas, con el desarrollo de evaporitas diagenéticas (Anadón y Marzo, 1986; Ortí *et al.*, 2007).

7.2.10.5. Abundancia cartográfica

El sílex de Cal Salvat se localiza en el radio de 10 a 30 km del Abric Romaní. En dicho radio la formación ocupa un área de 5.493,1 ha. El promedio del espesor total es de 34,7 m y el aparente de la roca encajante de 4,7 m. La abundancia silíceo para este radio del territorio es de 209,5 ha., representando un 3,8% del total de la formación. Si tenemos en cuenta el total de formaciones con aporte silíceo en dicho radio, el porcentaje del tipo sílex de Cal Salvat es del **5,86%**.

En relación al posible aporte silíceo en los cursos fluviales, el único curso fluvial que podría aportar sílex es la riera de Carme, afluente del río Anoia. Nace como tal en los alrededores de la montaña de Orpí, fruto de la unión de los torrentes Gol y Fontanillas que desembocan en la riera de Miralles, que a su paso por Orpí pasa a llamarse riera de Carme. Mide unos 11 km de largo y después de prospectarla casi en su totalidad, sólo hemos encontrado sílex en la parte final donde confluye con el río Anoia, a la altura de la Pobla de Claramunt. Probablemente se deba a que esta riera sólo aporta sílex como consecuencia de la erosión que genera a los conglomerados de la Fm. Pobla de Claramunt, localizados en ese punto (**véase capítulo 5, apartado 5.1.1.4**), que es donde hemos localizado, aunque escaso, sílex en la formación.

Uno de los puntos muestreados en la riera de Carme es a su paso por el municipio de Carme. En un m² se han contado 47 cantos, sin presencia de sílex, y de las siguientes litologías: calizas (89,4%), areniscas (6,4%), conglomerados (2,1%) y travertinos (2,1%) (**figura 7.120**).



Figura 7.120. Izquierda: Vista general del punto muestreado en la riera de Carme pasado el pueblo de Carme. Derecha: Detalle del m² muestreado.

7.2.10.6. Descripción macroscópica

El análisis macroscópico de las nodulizaciones silíceas de estos afloramientos ha determinado la existencia de dos subtipos asociados a las dos litofacies descritas para la formación geológica mediante sus encajantes, denominada Cal Salvat 1 (SAL-01) y Cal Salvat 2 (SAL-02).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

La primera variedad sílicea (SAL-01) presenta coloraciones grises azuladas en casi todas sus tonalidades (5B 5/1 *Medium Bluish Gray*, 5B 7/1 *Light Bluish Gray*, N8 *Very Light Gray*) y



Figura 7.121. Fotografía con el microscopio estereoscópico de la variedad de sílex SAL-01.

marrones (5YR 5/2 *Pale Brown*), siendo las primeras de transparencia opaca y mates, y las segundas translúcidas y mates. Presenta una textura macroscópica de grano fino. El análisis macroscópico determina la presencia de relictos evaporíticos, identificados como cristales yesíferos lenticulares y, en algunos casos, estructuras enterolíticas. Se observan inclusiones de óxidos de hierro y crecimientos de cristales. La textura deposicional no es

reconocible por lo que consideramos como micro/criptocristalino. Como rasgos postdiagenéticos algunas muestras presentan fisuras (**figura 7.121**).



Figura 7.122. Fotografía de detalle de una muestra de sílex de la variedad SAL-02. Fotografía: G. Campeny.

La segunda variedad sílicea (SAL-02) se caracteriza por una coloración bastante homogénea de tonalidades claras grises azuladas (5B 7/1 *Light Bluish Gray* y N8 *Very Light Gray*) de aspecto mate y transparencia opaca. Presenta una textura de grano fino a medio y una textura deposicional no reconocible *a visu*. Como rasgos diagnósticos se observan relictos evaporíticos en forma de fantasmas de cristales de yeso. Como rasgos

postdiagenéticos presenta frecuentes fisuras (**figura 7. 122**).

7.2.10.7. Descripción microscópica

El análisis petrográfico de la variedad de sílex de Cal Salvat 1 (SAL-01) está compuesta por cuarzo microcristalino (40%) y critrocuarzo (15%) reemplazando la textura deposicional primaria. Como componentes no silíceos se describe el yeso secundario como mayoritario (35%), en cristales anhédricos de extinción no uniforme (25%) y en agregados microcristalinos (10%). En algunos casos rellenan antiguas lenticulas de yeso de origen primario. La presencia de relictos de anhidrita (3%), así como anhidrita microprismática desorientada, nos informa sobre la posible textura deposicional primaria formada por fangos yesíferos de litofacies

gipsilutítica y que, por tanto, el encajante carbonático habría obliterado casi por completo la textura deposicional primaria de la gipsilutita y, en menor medida, la micrita.

A nivel de microestructuras se observan nodulizaciones como consecuencia de la compactación química por disolución.

Como minerales accesorios observamos óxidos de hierro (3%) y minerales de la arcilla (2%) diseminados por la roca y en la porosidad intergranular de los agregados microcristalinos de yeso secundario que se agrupa en las nodulizaciones (**figura 7.123**).

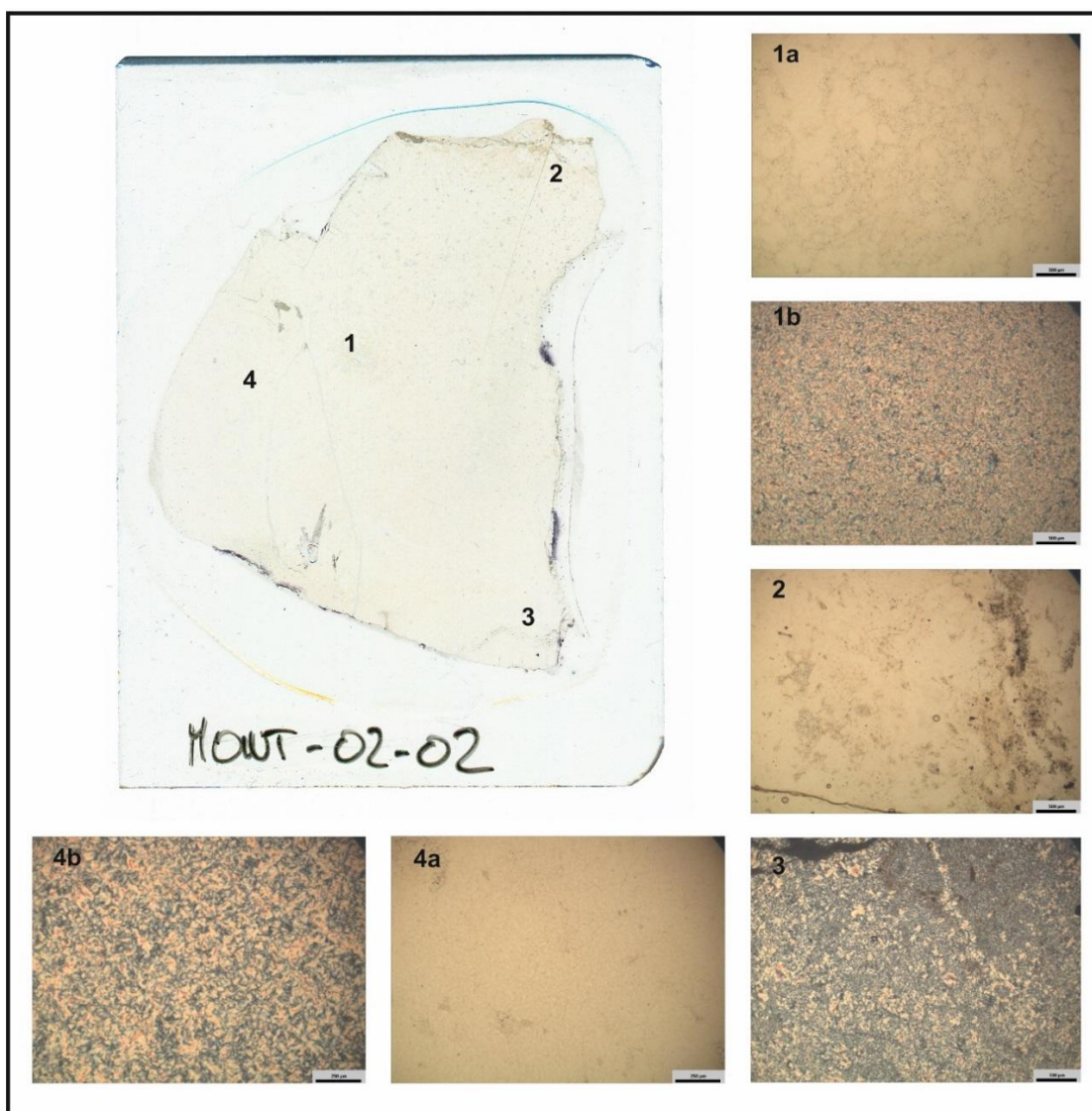


Figura 7.123. Variedad silícea SAL-01. Con luz PP observamos las microestructuras nodulares (**1a**), la micrita y los minerales de arcilla (**2**) y como los óxidos de hierro se disponen en la porosidad intercristalina (**4a**). Con luz PC observamos el reemplazamiento de los yesos secundarios por cuarzo microcristalino (**1b y 3**), y como estos aún son muy abundantes (**4b**).

La segunda variedad del sílex de Cal Salvat (SAL-02), está compuesta por cuarzo microcristalino (45%) y criptocuarzo (10%) reemplazando la matriz original gipsilutítica, así como cuarzo

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

fibroso del tipo calcedonita (10%) de morfología esferulítica rellenando antiguas porosidades de disolución (*vugs*), y en menor medida lutecina (2%) en matriz y en la endocortical.

Como componentes no silíceos destaca el yeso secundario, fruto de la diagénesis del yeso primario de la textura deposicional original, de tipo anhédrico de extinción no uniforme (15%), y la anhidrita (2%), de hábito equigranular y microestructura microgranular alineada. La presencia de carbonatos está documentada en pequeños agregados de micrita (2%) con concentraciones de óxidos de hierro (5%), que también aparecen diseminados. Los minerales de la arcilla también están presentes en las muestras de esta litofacies (5%) (**figura 7.124**).

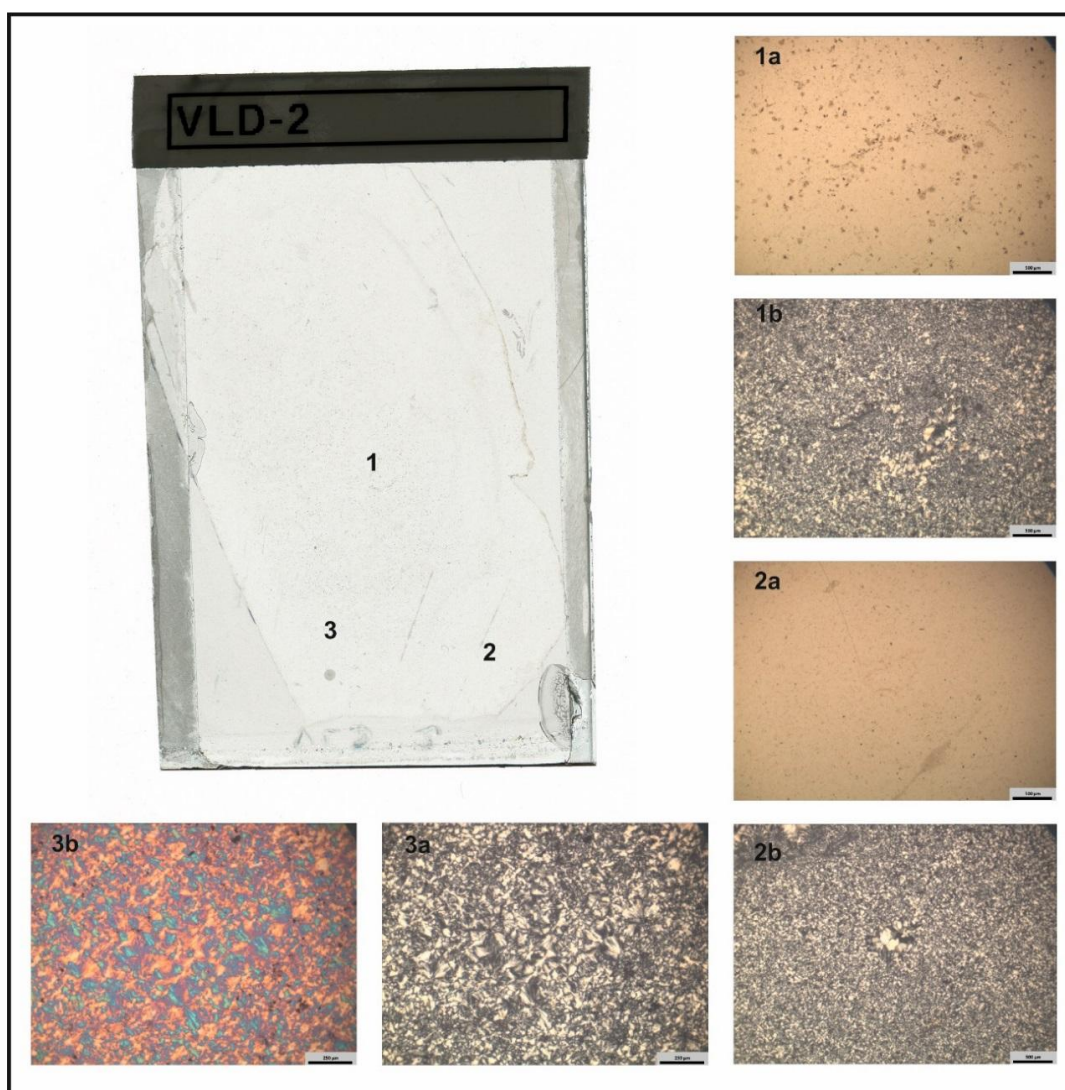


Figura 7.124. Variedad silícea SAL-02. Con luz PP observamos los microagregados de micrita con concentraciones de óxidos de hierro (**1a**). Con luz PC observamos el cuarzo microcristalino en la matriz y el yeso secundario de extinción no uniforme (**1b**, **2b**, **3a**). En la figura **2b** observamos una antigua porosidad cementada por megacuarzo y en la **3a** otra antigua porosidad pero esta vez cementada por cuarzo fibroso esferulítico de elongación negativa (calcedonita) (**3b**) [con cuña accesoria de 1λ].

7.2.10.8. Análisis complementarios

La difracción de Rayos-X de una muestra de roca encajante del afloramiento de Montclar muestra como componente principal la calcita (CaCO_3), seguido de la celestina (SrSO_4) y la fluorita (CaF_2) (**figura 5.125**). Se han calculado los porcentajes y el resultado es: 92,03% CaCO_3 ; 6,09% SrSO_4 y el 1,89% restante de CaF_2 . El hecho de encontrar celestina en la muestra no es extraño, ya que es un mineral muy frecuente en formaciones evaporíticas. Ésta suele aparecer en crecimientos sinsedimentarios o a partir de la liberación del Sr en fases diagenéticas que afectan a sulfatos y carbonatos. En los sulfatos la liberación de Sr que genera celestina se da por la transformación de la anhidrita en yeso secundario o por la reducción de la anhidrita en los depósitos de azufre (Ortí & Rosell, 1997). Por el contrario, la presencia de la fluorita pueda deberse a fases diagenéticas de los carbonatos y su substitución, o como mineral accesorio de los mismos (Melgarejo, 1997; Perkins y Henke, 2002).

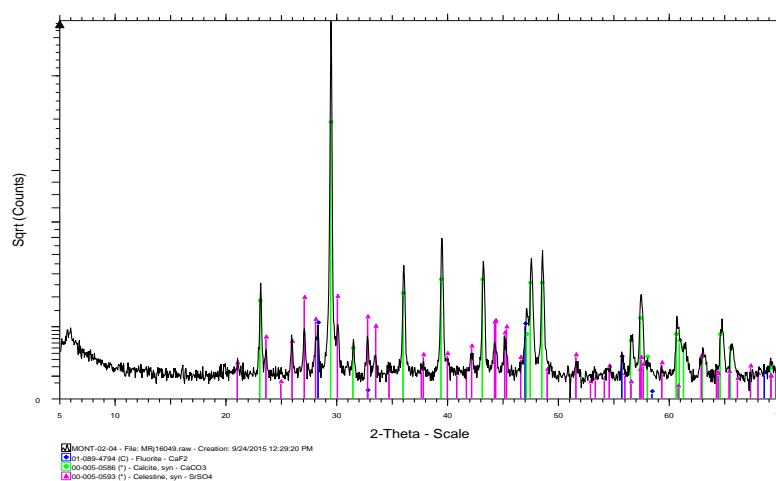


Figura 7.125. Difractograma del encajante silíceo del afloramiento de Montclar.

La μ -DRX de una muestra silícea (SAL-02) del afloramiento de Solà de Valldeperes de liotafacies yesíferas muestra la presencia de cuarzo como mineral dominante con moganita, que suele ser un indicador de ambientes evaporíticos (Knauth, 1994; Bustillo, 2002) (**figura 7.126**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

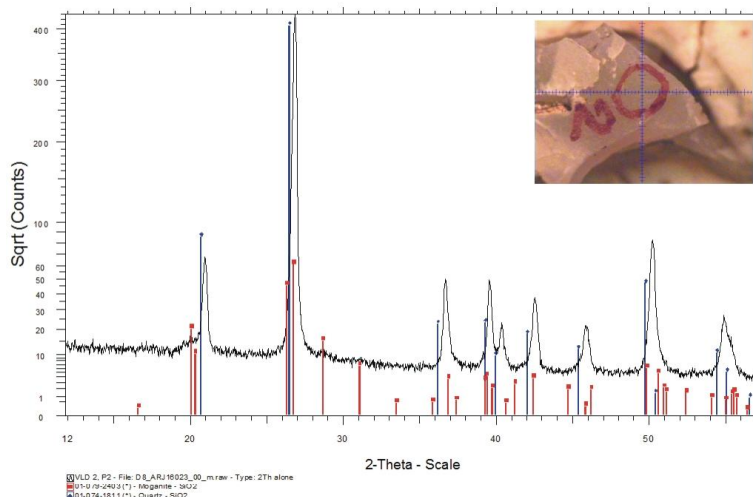


Figura 7.126. Difractograma por μ -DRX de una muestra silícea (SAL-02) del afloramiento de Solà de Vallderes.

Esta misma muestra silícea del subtipo silíceo de Cal Salvat-2 (SAL-02) del afloramiento de Solà de Vallderes fue sometida a análisis mediante SEM y EDS para conocer su composición elemental. Como elementos dominantes aparece el silicio (Si) y el oxígeno (O), seguido del calcio (Ca), magnesio (Mg), Aluminio (Al), azufre (S), potasio (K), carbonio (C) y hierro (Fe). La presencia del calcio y azufre nos indica el contenido en relictos evaporíticos (sulfato de calcio) de la litofacies encajante. La presencia del Fe y K, confirmarían el modelo lacustre evaporítico de margen supramareal (**figura 7.127**).

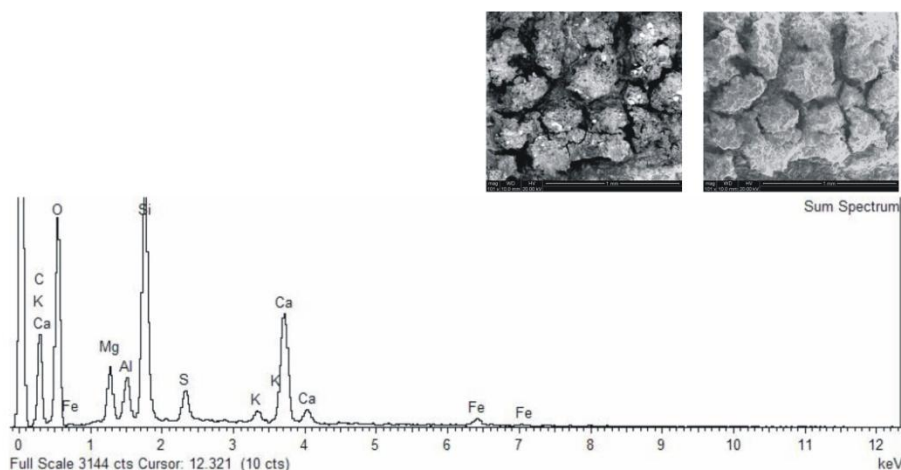


Figura 7.127. Espectro EDS de la silicificación tipo SAL-02 procedente de Solà de Vallderes.

7.2.10.9. Representación en el registro arqueológico

No hemos localizado sílex del tipo Cal Salvat en ninguno de los tres niveles estudiados para el Abric Romaní.

7.2.11. SÍLEX DE CA L'ALEMANY

Sílex de reemplazamiento de calizas micríticas lacustres con relictos evaporíticos.

7.2.11.1. Localización geográfica

El sílex de Ca l'Alemany se localiza dentro de la Fm. Bosc d'en Borràs. Ésta aflora entre los municipios de Vallespinosa y Valldeperes (Conca de Barberà, Tarragona), transcurriendo de forma paralela a la Fm. Valldeperes con el tipo silíceo de Cal Salvat, siendo la zona de Bellprat (Anoia, Barcelona) la más próxima al yacimiento del Abric Romaní. Después de haber prospectado varios puntos con silicificaciones (Els Solans [13, 14], Valldeperes [15] y Ca l'Alemany [16]) hemos establecido como afloramiento tipo el de Ca l'Alemany (Bellprat, Anoia), descartando todos aquellos situados más al SW del municipio de Vallespinosa por localizarse en un radio mayor a los 30 km del Abric Romaní (Soto *et al.*, 2013; Soto *et al.*, 2014; Soto, 2015).

7.2.11.2. Afloramientos

Ca l'Alemany [16]

Establecemos este afloramiento como afloramiento tipo para éste grupo silíceo. Se sitúa en el municipio de Bellprat, en el km. 7'5 de la carretera C-432 de Sta. Coloma de Queralt a la Llacuna a la altura de la masía de Ca l'Alemany de la que recibe el nombre (**figura 7.128**). De los tres afloramientos que describiremos es el más próximo a l'Abric Romaní, a una distancia de 20,4 km (**véase Figura 7.1 y 7.2**). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Ca l'Alemany [16]: 370137E; 4595560N.

Según el corte geológico de la zona, nos muestra una sucesión de unidades con un fuerte buzamiento (50°-60°) que van desde el Triásico a base al Priaboniense a techo. Tras el Keuper encontramos el Paleógeno con el Thanetiense superior de la formación Mediona (Paleoceno). Seguidamente la facies marina de la formación Orpí del Ilerdiense de calizas y dolomías con alveolinas. A continuación el Cuisiense de margas y arcillas alternando con calizas. Por encima aparecen varios pisos del Luteciense. Posteriormente el Bartonense de la formación Valldeperes y el Bartonense de la formación Bosc d'en Borràs, que es el que nos interesa para el presente afloramiento, compuesto por calizas micríticas y sílex en la que localmente aparecen niveles de margas y lignitos. Su espesor real calculado de 176 m. A techo el Priabonienese de lutitas y margas con intercalaciones de areniscas y calizas (**figura 7.129**).

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní



Figura 7.128. a) Vista general del afloramiento de Ca l'Alemany (ALE). b y c) Detalles de silicificaciones.

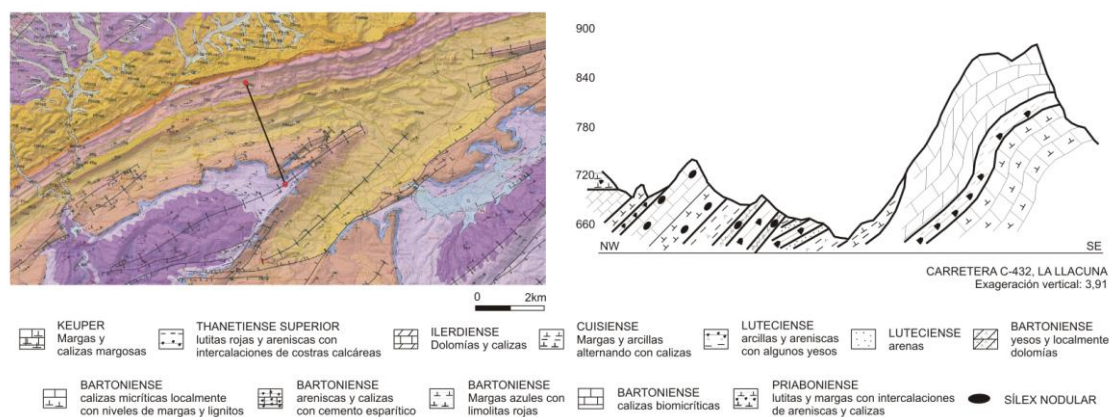


Figura 7.129. Corte geológico de la zona de Ca l'Alemany (Carreter C-432, Bellprat). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Como se puede observar en la columna estratigráfica tipo de la formación Bosc d'en Borràs (figura 7.130), está constituida por calizas con intercalaciones delgadas de margas y lignitos. Las litofacies originales más frecuentes son las calizas micríticas de tipo *mudstone* a *wackestone* con restos de carófitas, ostrácodos y gasterópodos. Estos fangos calcáreos al litificarse, pueden haber sufrido en determinados casos una serie de procesos postdeposicionales como bioturbaciones, marmolización, nodulización, brechación y fisuración

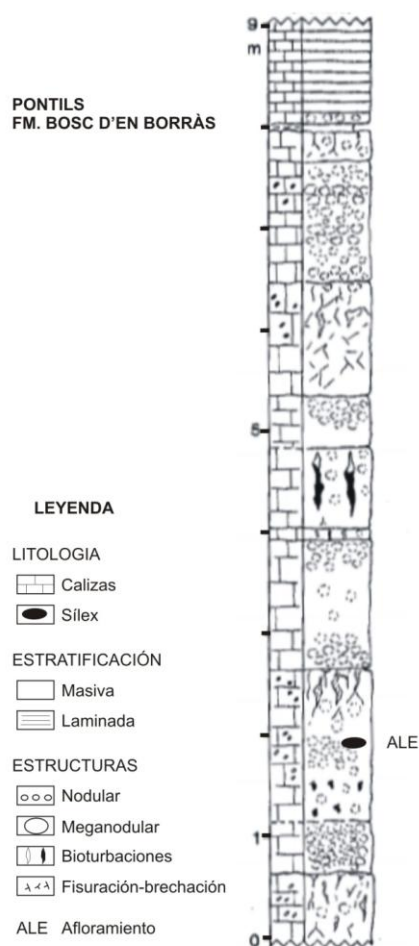


Figura 7.130. Columna estratigráfica tipo de la formación Bosc d'en Borràs. Carretera T-201. Km. 5'5 (Pontils). Modificado de Anadón y Marzo, 1986.

que han transformado las texturas originales en otras. Dicha secuencia presenta tres tramos. En la base, los niveles calcáreos de litofacies lacustres con los procesos postdeposicionales y sílex (ALE). Los sílex presentan medidas decimétricas y una ratio en relación a su encajante del 60-70%. Un tramo medio lutítico-margoso que evidencia una sedimentación con fuertes influencias terrígenas y condiciones de emersión. Un tramo superior calcáreo con características similares al inferior.

Solà de Valldeperes [15]

Afloramiento que se sitúa en el municipio de Valldeperes. Se localiza en la cima de la colina que arranca a pies del pueblo de Valldeperes, por lo que recibe el nombre de Solà de Valldeperes. Estratigráficamente queda sobre el afloramiento del sílex tipo de Cal Salvat de la Fm. Valldeperes. Se encuentra a una distancia en línea recta del Abric Romaní de 22,2 km (véase figura 7.1). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Solà de Valldeperes [15]: 368677.9E; 4594921N

El corte geológico representado en la zona nos muestra una sucesión de unidades con un cierto buzamiento (10°) donde en la base aparece el Luteciense de arcillas y areniscas con algunos yesos y a techo el Bartonense de calizas micríticas con sílex (Fm. Bosc d'en Borràs) (figura 7.131). En la vertiente norte aflora la unidad de areniscas y calizas con cemento esparítico del Bartonense. Entre medio tenemos las unidades de yesos con sílex (Fm. Valldeperes) que se intercalan entre las arcillas y arenisca del Lutecien-Bartonense. El grosor real de la formación en el área es 100 m. El sílex se presenta con tamaños variables entre decimétricos y métricos. La ratio de representación sílicea se ha estimado entre 50-60% de la superficie aflorante.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

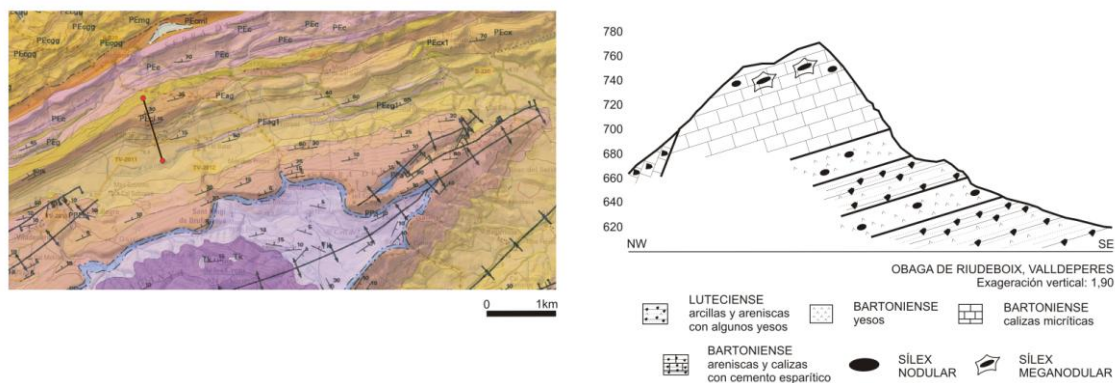


Figura 7.131. Corte geológico de la zona de Solà de Vallderes (Vallderes). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.

Els Solans [13, 14]

Este afloramiento se sitúa al N del municipio de Vallespinosa. Se localiza en la colina de la que recibe el nombre: Els Solans [13, 14] (figura 5.132). Es el afloramiento que se encuentra a una mayor distancia en línea recta del Abric Romaní a 30,44 km (véase figura 7.1). Sus coordenadas geográficas UTM (ETRS89) son:

Els Solans [13, 14]: 361399.9E; 4590146.5N

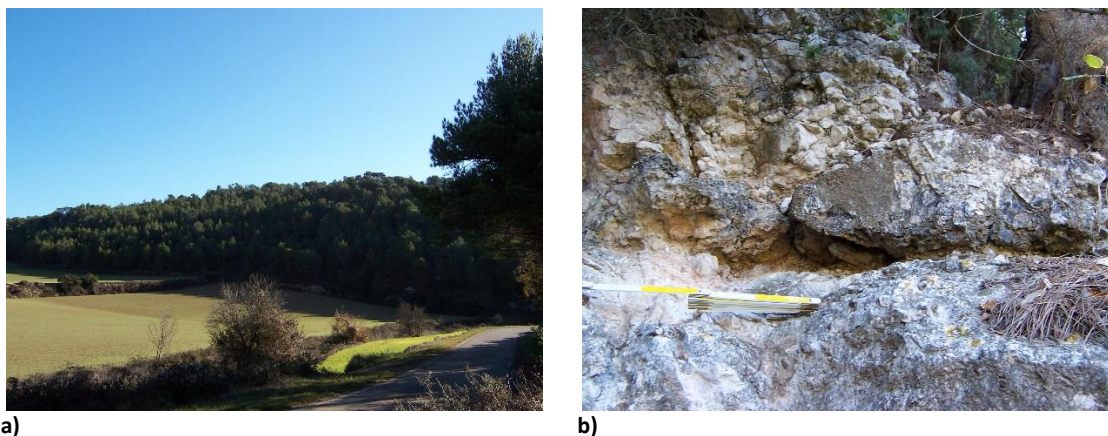


Figura 7.132. a) Vista general del afloramiento de Els Solans. b) Detalle de una de las silicificaciones con su encajante.

El corte geológico sigue la misma disposición estratigráfica que el anterior afloramiento (Solà de Vallderes) (figura 7.131).

7.2.11.3. Roca encajante

El análisis petrográfico de la roca encajante nos muestra una litofacies carbonatada donde la textura deposicional original queda conservada en los agregados (40%), formados por matriz

micrítica y pseudomorfos de yeso cementados por esparita. Estos agregados forman unas nodulizaciones entre la porosidad canaliforme cementada por esparita equigranular (40%). Se observan algunos *vugs* de disolución (10%) cementados por esparita drúsica (10%). Como elementos posteriores a la carbonatación se describe el reemplazamiento de megacuarzo en mosaico rellenado alguna fisura de disolución (1-3%), así como yeso secundario anhédrico de extinción no uniforme (5%), aislado aunque siempre próximo a la cortical. En definitiva, la textura deposicional original queda preservada en los agregados que nos muestra una caliza micrita *mudstone* a *wackestone* con pseudomorfos de yeso (**figura 7.133**).

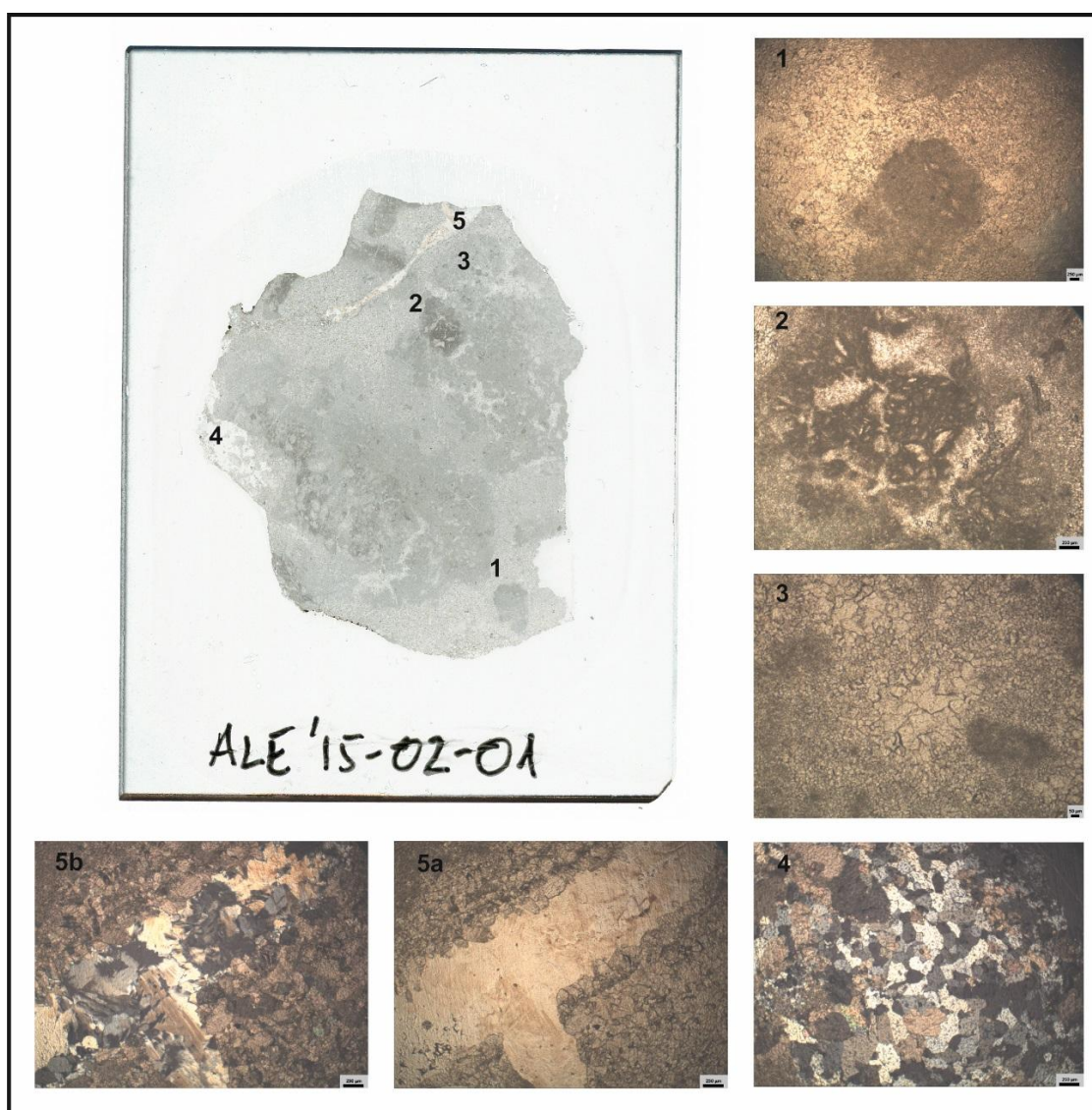


Figura 7.133. Con luz PP observamos la textura deposicional primaria en forma de agregados (**1 y 2**), así como el cemento esparítico de la porosidad canaliforme (**3**). Con luz PC observamos el megacuarzo en mosaico como cemento ecuante de una antigua porosidad vacuolar (*vugs*) (**4**). Con ambos tipos de luz observamos una antigua porosidad canaliforme cementada por yeso secundario anhédrico-subédrico (**5a y 5b**).

7.2.11.4. Modelo deposicional

La composición mineralógica define las rocas encajantes del sílex tipo Ca l'Alemany como calizas margosas con relictos evaporíticos diagenetizadas.

Durante el Eoceno en el margen oriental de la depresión del Ebro se da una deposición lacustre evaporítica (Ortí, 1990). Generalmente, a techo de dichas secuencias evaporíticas se dan facies carbonatadas como la presente (Fm. Bosc d'en Borràs), debido a episodios transgresivos donde las formaciones lagunares alcanzan mayor profundidad y menor tasa de evaporación (Ortí *et al.*, 2007; Kendall y Harwood, 1996). Este contexto sería el ambiente deposicional para la formación Bosc d'en Borràs, donde los relictos evaporíticos serían testimonio de las formaciones lacustres infrayacentes evaporíticas submareales (Fm. Valldeperes) hacia unas facies transgresivas de ambientes reductores o anóxicos, intermareales o submareales (Fm. Bosc d'en Borràs).

7.2.11.5. Abundancia cartográfica

El sílex de Ca l'Alemany se localiza en radio de 10 a 30 km del Abric Romaní. En dicho radio la formación ocupa un área de 31.446,1 ha. El promedio del espesor total es de 176 m y el aparente de la roca encajante de 2 m. La abundancia silíceo para este radio del territorio es de 196,5 ha., representando el 0,6% del total de la formación. Teniendo en cuenta el total de formaciones geológicas con aporte silíceo en el radio de acción de 10 a 30 Km, el porcentaje del sílex tipo Ca l'Alemany es del **5,50%**.

De igual forma que en el sílex tipo de Cal Slavet, los posibles aportes secundarios para el tipo silíceo de Ca l'Alemany han sido descartados. El único curso fluvial que podría llevar éste tipo de sílex hacia la cuenca del Anoia es la riera de Carme, ya que la mayoría de las silicificaciones de esta variedad silíceo se encuentran dentro de la cuenca del río Gaià. No obstante, como hemos comentado en el **apartado 7.2.10.5** hemos prospectado y muestreado la riera de Carme sin haber encontrado sílex.

7.2.11.6. Descripción macroscópica

A nivel macroscópico el sílex ALE presenta unas coloraciones marrones (5YR 4/1 *Brownish Gray*) y grises azulados (5B 7/1 *Light Bluish Gray*), con tonalidades oscuras para los marrones y claras para los grises. Presenta un aspecto mate y una transparencia translúcida. La textura macroscópica es de grano fino. El análisis macroscópico determina la presencia de relictos evaporíticos, identificados como estructuras enterolíticas, así como la presencia de agregados



Figura 7.134. Fotografía con el microscopio estereoscópico del sílex tipo ALE.

que le confiere una textura *mudstone* (Dunham, 1962). Como inclusiones se observan carbonatos, óxidos de hierro y crecimientos de cristales. Como rasgo posdiagenético destaca la presencia de fisuras (**figura 7.134**).

7.2.11.7. Descripción microscópica

Algunas muestras silíceas con presencia de córtex, presentan en la endocortical anhidrita de reemplazamiento (1%) junto a yeso primario de hábito lenticular de litofacies gipsilutítica (1%) y vetas de yeso secundario (1%). La anhidrita se presenta en secciones equidimensionales en mosaico granular (500 μm) y microgranular (40 μm), así como en prismas elongados en haces de fábricas fasciculares y esferulíticas (**figura 7.135**).

Los componentes silíceos están formados por cuarzo microcristalino (40%) y criptocuarzo (25%) que reemplaza la textura primaria. El cuarzo fibroso es de elongación negativa (calcedonita) (5%) y se concentra en los bordes de antiguas porosidades vacuolares con un hábito botroidal y cementando las porosidades móldicas (pseudomorfo de yeso) en un hábito esferulítico.

Como componentes no silíceos se describen carbonatos esparíticos posteriores a la silicificación (5%) en forma de agregados, y en los bordes de antiguas porosidades vacuolares. El yeso secundario también está presente en forma de nodulizaciones de agregados microcristalinos (10%) y cristales subédricos (1%). La arcilla también está presente (10%) diseminada en matriz como componente de la textura deposicional primaria.

Como minerales accesorios tenemos óxidos de hierro diseminados por la matriz y en los bordes de las antiguas porosidades.

En definitiva, el análisis petrográfico señala que los sílex de Ca l'Alemany son producto de una diagénesis temprana, en ambientes de enterramiento lacustres calcáreos, donde los relictos evaporíticos serían heredados de las formaciones infrayacentes de ambientes más someros y

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

evaporíticos. En la fase transgresiva parte de estos relictos serían adquiridos por los protolitos y las silicificaciones suprayacentes.

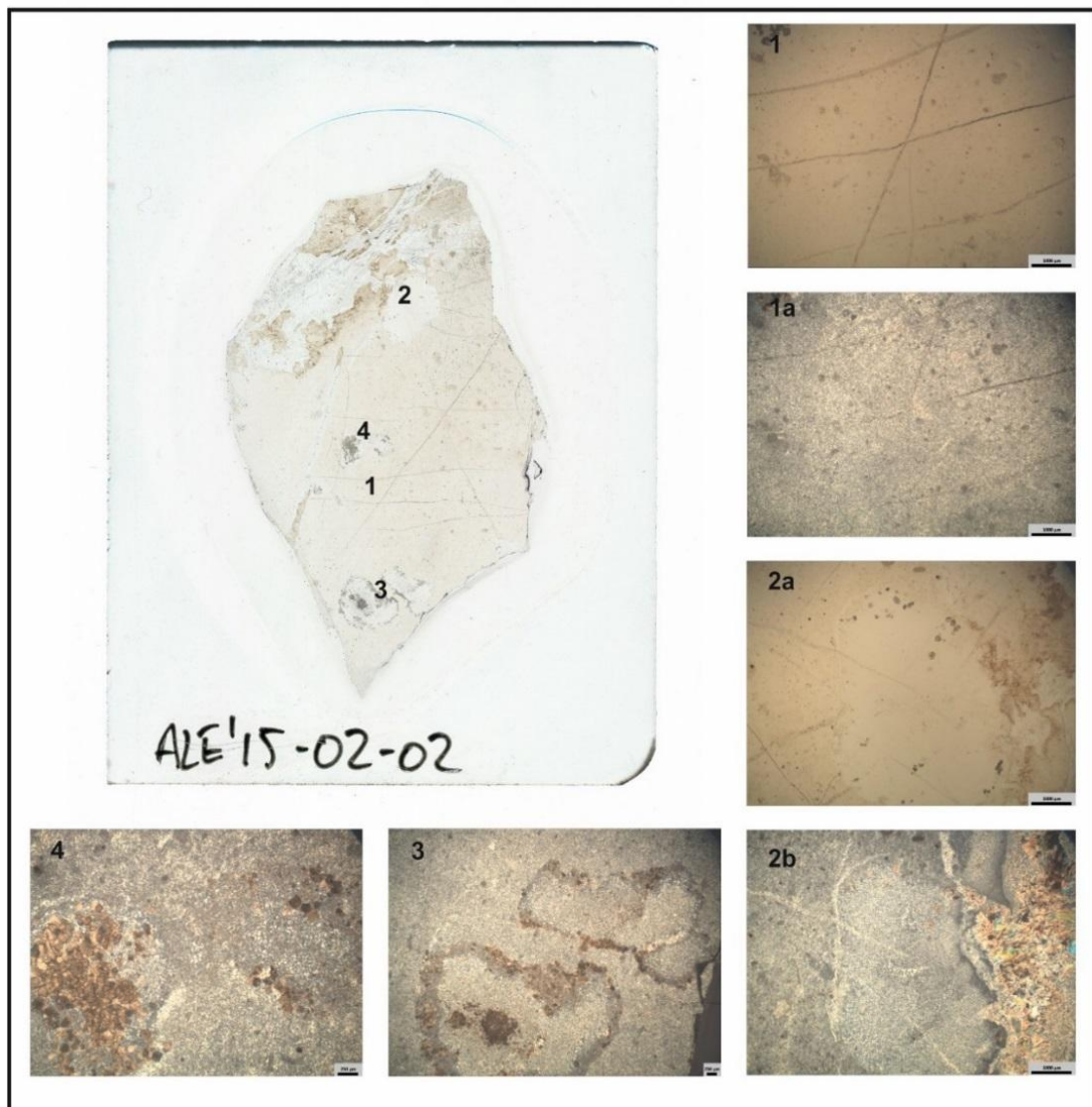


Figura 7.135. Con luz PP observamos las fisuras del tipo síliceo ALE (**1a**) así como la zona endocortical (**2a**) y el carbonato micrítico de la textura primaria. Con luz polarizada cruzada observamos el reemplazamiento del cuarzo microcristalino y critopuarzo de la textura deposicional original y el cuarzo fibroso como cemento de los pseudomorfos de yeso, así como el yeso y la anhidrita en la cortical (**2b**). **3 y 4** cuarzo microcristalino y carbonato esparítico en agregados y en los bordes de antiguas porosidades vacuolares.

7.2.11.8. Análisis complementarios

La difracción de Rayos-X de una muestra de roca encajante del afloramiento de Ca l'Alemany muestra como componente principal la calcita (CaCO_3), seguido de la dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) (**figura 7.136**). Se han calculado los porcentajes y el resultado es: 76,7% CaCO_3 y 26,3% $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, lo que viene a confirmar el grado de diagénesis del encajante por procesos de dolomitización.

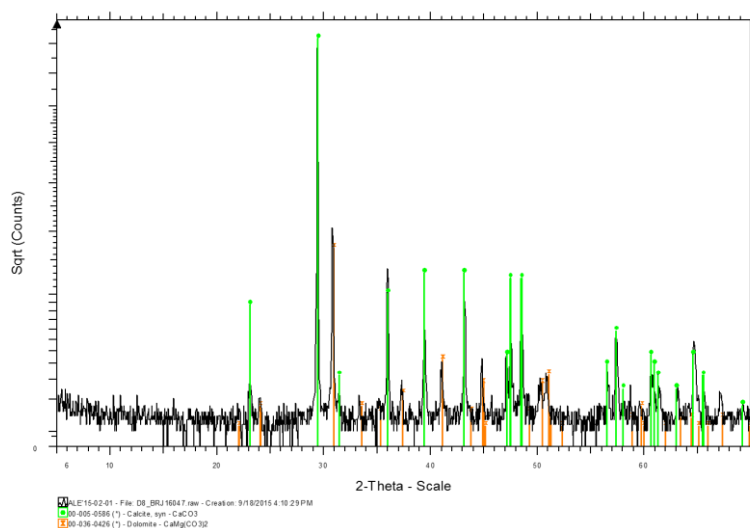


Figura 7.136. Difractograma de una muestra de encajante del afloramiento silíceo de Ca l'Alemany.

7.2.11.9. Representación en el registro arqueológico

No hemos localizado sílex del tipo Ca l'Alemany en ninguno de los tres niveles estudiados para el Abric Romaní.

8. DISCUSIÓN

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

Algunos restos arqueológicos de los conjuntos líticos en sílex estudiados en esta Tesis Doctoral presentan córtex (niv. M 31%; niv. Oa 32%; y niv. P 40%). Este córtex ha sido atribuido a un origen fluvial/coluvial para el 65,1% de restos líticos corticales del niv. M, el 59,5% para el niv. Oa y el 57,8% para el niv. P. La procedencia más probable de estos restos líticos corticales es la zona de abundancia silícea próxima al abrigo. Sin embargo, en las prospecciones dedicadas a los depósitos fluviales cercanos al Abric Romaní, no hemos podido caracterizar la red hidrográfica del río Anoia como una zona de abundancia silícea. En todo caso, los datos de la corticalidad muestran también restos líticos con un córtex heredado de la roca caja, por lo que cabe plantar también, la captación en los afloramientos con silicificaciones. Por el contrario, estos afloramientos con silicificaciones sí que han sido contrastados como zonas de abundancia por nuestras prospecciones y la cartografía.

Nuestro propósito es tratar de explicar la procedencia del sílex sin evidencias de corticalidad y aquellos que presentan córtex de su roca encajante. En definitiva, intentar demostrar la captación en las zonas de abundancia cartografiadas en las prospecciones.

Pasaremos a discutir los datos con la intención de determinar la abundancia de las materias primas, su procedencia y, en consecuencia, el radio de forrajeo de los neandertales que ocuparon el Abric Romaní en los niveles M, Oa y P. Como ya hemos mostrado en los capítulos de materiales y resultados, el sílex es la materia prima más abundante en las zonas de abundancia más lejana y casi inexistente en zonas cercanas. Por el contrario, el resto de materias primas introducidas en el yacimiento (calizas, areniscas, cuarcitas y otras rocas) entran en forma de soportes redondeados. Este aspecto viene confirmado por la gran abundancia del material en los depósitos fluviales cercanos al yacimiento. Además, algunos de estos materiales, sus afloramientos primarios se localizan en las inmediaciones del yacimiento (cuarcos, pizarras, esquistos, granitos y granodioritas), por lo que se demuestra el origen local o cercano de dicho material. Es por este motivo, que nos hemos centrado en la caracterización petrográfica del sílex con la intención de establecer su procedencia geológica y geográfica. Para ello, se ha partido de las descripciones macroscópicas y microscópicas en lámina delgada (aspectos mineralógicos, texturales y diagenéticos), tanto del material arqueológico como del geológico localizado durante las prospecciones de campo.

Se han muestreado dos tipos de materiales geológicos: por un lado las silicificaciones y, por otro, sus encajantes. Entendemos que la información que nos aportan los encajantes nos puede permitir conocer mejor el ambiente deposicional de la silicificación y así, encontrar más características o atributos para asociar la silicificación a un ambiente deposicional concreto y

consecuentemente a un territorio específico. Asimismo, para aquellas silicificaciones que presentan convergencias de litofacies y de modelos sedimentarios, el estudio de su encajante, ha contribuido a poder discriminar la procedencia de los soportes.

Además de los análisis petrográficos clásicos (láminas delgadas), se han realizado análisis complementarios (DRX, μ -DRX, SEM y EDS) de algunas muestras para confirmar su caracterización mineral.

A través de los análisis realizados se han podido diferenciar 11 tipos de silicificaciones adscritas a litofacies propias de ambientes marinos y continentales, de los que sólo ocho tienen representación en el registro arqueológico.

8.1. ZONAS DE ABUNDANCIA LOCAL (<10 km) Y REGIONAL (>10 km) DE LAS MATERIAS PRIMAS LÍTICAS

El material arqueológico estudiado ha sido tratado con la intención de verificar si la captación podría incluirse dentro del modelo actualista de forrajeo establecido por Binford (1980; 1982; 2001) para las sociedades cazadoras-recolectoras. Para establecer la procedencia geográfica del mismo, y por consiguiente, sus rutas de movilidad, hemos agrupado todo el material lítico por zonas de abundancia según la localidad tipo. Las zonas de abundancia regional, de más de 10 km del abrigo son: sílex de la Panadella y sílex de Sant Martí de Tous (donde agrupamos el sílex tipo Cal Perdut, sílex tipo Cal Calaf, sílex tipo Fillol, sílex tipo Guinardera y sílex tipo Mas de Tous). Las zonas de abundancia local y regional (0-30 km) del sílex son: el sílex de la Serra (con su formación primaria –Fm. Sta. Càndia- y secundaria –Serie de la Guixera-) y el sílex de las facies Muschelkalk. También consideramos zonas de abundancia local (menos de 10 km) los afloramientos que proporcionan rocas como la caliza, cuarzo y otras rocas (**tabla 8.1 y figura 8.1**).

	REGIONAL		REGIONAL-LOCAL		LOCAL			
	S. PAN	S. SMT	S. SER	S. MUSCH	Cal. Loc.	Cua. Loc.	Otr. roc. Loc.	Total
Nivel M	68 2%	2598 75,7%	46 1,3%	69 2%	318 9,3%	183 5,3%	152 4,4%	3434 100%
Nivel Oa	45 11,5%	306 78,5%		11 2,8%	21 5,4%	4 1%	3 ,8%	390 100%
Nivel P	570 35,6%	817 51%		30 1,9%	107 6,7%	30 1,9%	47 2,9%	1601 100%
Total	683 12,6%	3721 68,6%	46 ,8%	110 2%	446 8,2%	217 4%	202 3,7%	5425 100%

Tabla 8.1. Representación de las materias primas líticas por áreas geográficas para los tres niveles estudiados.

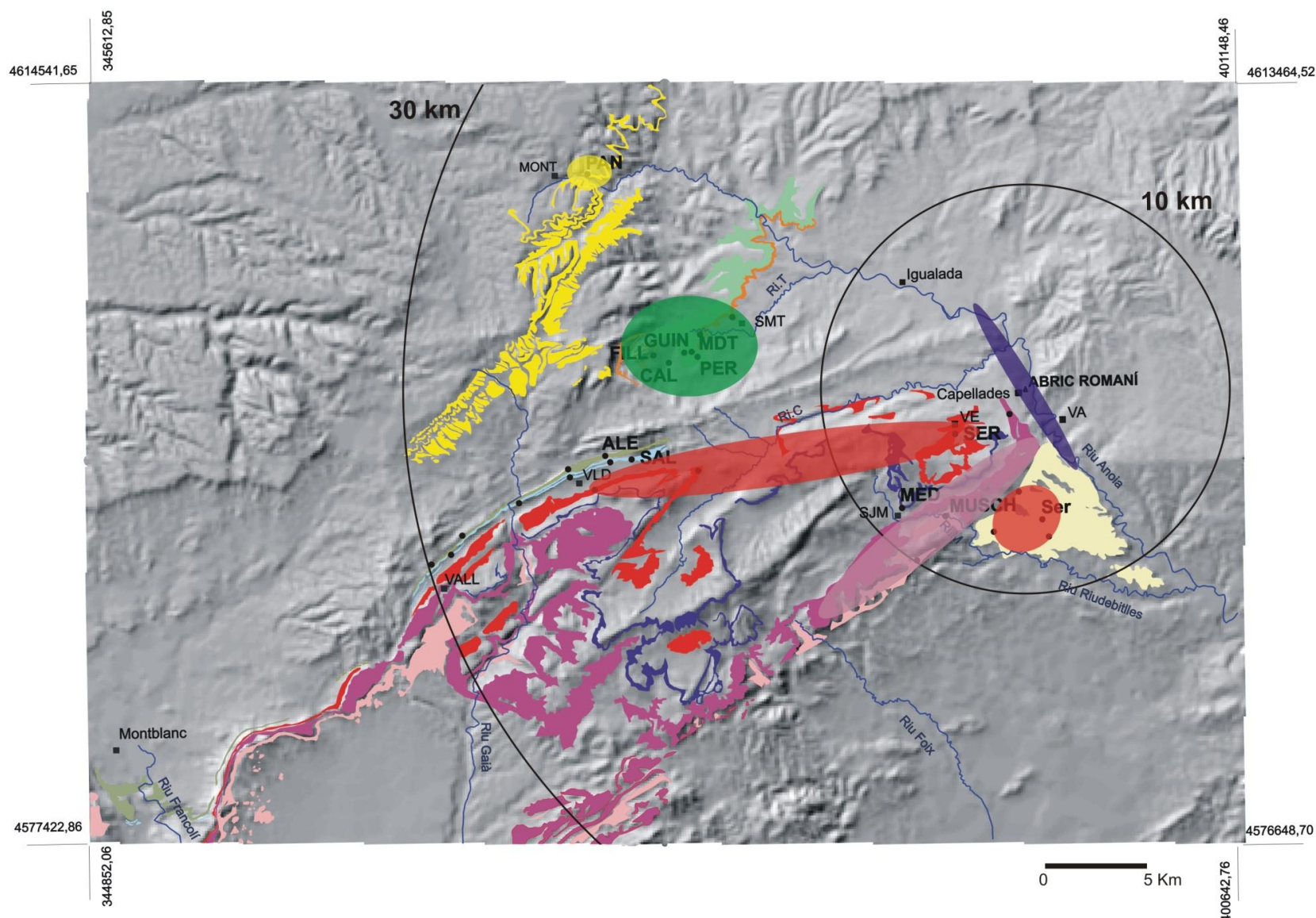


Figura 8.1. Mapa de situación de los afloramientos con silicificaciones prospectados. Superposición del modelo digital de elevación del terreno (1:50.000) con las formaciones geológicas con silicificaciones, los afloramientos localizados y las zonas geográficas con silicificaciones. **Círculos:** Azul, captación local de calizas, cuarzos y otras rocas; **Violeta**, Sílex de las facies Muschelkalk; **Rojo**, Sílex de la Serra; **Verde**, Sílex de los afloramientos de St. Martí de Tous; **Amarillo**, Sílex de la Pandella. **Municipios:** MONT, Montmaneu; SJM, Sant Joan de Mediona; SMB, Sant Magí de Brufaganya; SMT, Sant Martí de Tous; VA, Vallbona d'Anoia; VALL, Vallespinosa; VE, Vilanova d'Espoia; VLD, Valldeperes;. **Rieras:** Ri.C, Riera de Carme; Ri.T, Riera de Tous; Ri. M, Riera de Mediona.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Con la intención de poder establecer si la captación de la materia prima lítica se localiza en un radio menor a los 10 km y, por tanto, asociable a un radio actualista de forrajeo, o mayor a los 10 km, calculamos la abundancia cartográfica del material lítico en el territorio en cada uno de los radios. En estos casos se ha tenido en cuenta todas las silicificaciones documentadas en las prospecciones, estuvieran o no representadas en el registro arqueológico. Por eso, por un lado, tenemos la estimación de la abundancia de la materia prima, en m³, dentro de la formación geológica y, por otro, su representación, en porcentaje, en relación al resto de materiales localizables en el territorio para dicho radio (**tabla 8.2 y 8.3**).

Para el territorio de 10 km la mayor abundancia silícea, por la mayor extensión geográfica de su formación geológica, corresponde al sílex tipo Serra (SER). Cabe destacar que dicha abundancia es consecuencia de la unión de dos formaciones por presentar el mismo tipo de silicificación. Por un lado, la Fm. Sta. Càndia, donde las silicificaciones se localizan en posición primaria. Por otro, la Serie de la Guixera, que ocupa un amplio territorio entre el Triásico de la Cordillera Prelitoral, el río Anoia y la riera de Mediona, formada por los conglomerados del Plioceno. Tanto los resultados petrográficos de los sílex estudiados para ambas formaciones, como las posición geomorfológica que ocupa la Fm. Sta. Càndia, atestiguan que el sílex en posición secundaria de los conglomerados de la Serie de la Guixera tiene su origen primario en las silicificaciones de la Fm. Sta. Càndia. A pesar de su gran abundancia cartográfica, es un sílex muy poco representado en el registro arqueológico. El resto de material con porcentajes representativos en el territorio son los soportes en caliza (Cal.) y otras rocas (Otr. roc.), con el 17% y el 4% respectivamente; aspecto por el cual estos materiales han sido incluidos dentro de la captación local, a pesar de su relativa baja representación en el registro arqueológico. Por detrás tendríamos el sílex Muschelkalk con el 7%. El resto de materias primas no tienen una representación en el territorio mayor al 1% (**tabla. 8.2**).

Radio 0-10km	Ab. S. MED	Ab. S. SER	Ab. S. MUSCH	Ab. Cal. Loc.	Ab. Cua. Loc.	Ab. Otr. roc. Loc.	Ab.Total
Abund. m ³ y %	21.198,80 ,04%	36.146.249,54 70,65%	3.687.475,69 7,21%	8.591.294 16,79%	452.173,4 ,89%	2.260.866,8 4,42%	51.159.258,23m³ 100%

Tabla 8.2. Tabla de abundancia esperada de material lítico para un radio de 10 km del Abric Romaní.

Para el radio de 10 a 30 km presentamos el sílex como la única litología susceptible de ser explotada. Su abundancia en el registro arqueológico y su escasa representación en el ámbito local así lo atestiguan. Las silicificaciones que presentan mayor abundancia son las de St. Martí de Tous (SMT) con un 57%, seguido de las del Muschelkalk (MUSCH) con un 22%. La principal diferencia entre una y otra es su concentración contra su dispersión, y por consiguiente su abundancia en un territorio concreto. Esto sucede con las silicificaciones de St. Martí de Tous.

Todas ellas se localizan entre las localidades de Fillol y St. Martí de Tous. La riera de Tous lleva algo de sílex, pero a medida que se aleja de la zona de concentración éste va disminuyendo hasta ser casi inexistente en el propio río Anoia. Por el contrario, las silicificaciones del Muschelkalk se localizan en pequeñas cantidades dispersas en una extensa área geográfica: el triásico de la Cordillera Prelitoral Catalana. El resto de silicificaciones no superan el 8%, siendo la tercera en abundancia el sílex de Cal Salvat (8,62%) y el sílex de la Serra (8,08%). Probablemente, su papel relativamente destacado, se deba a la abundancia silíceo en el territorio para el sílex de Cal Savet (977,73 ha.), y la gran extensión de territorio que ocupan la formación del sílex de la Serra (94.149,30 ha.). Por el contrario, el sílex de la Panadella, a pesar de localizarse en una formación geológica relativamente amplia, las prospecciones señalan que las silicificaciones se localizan exclusivamente en una pequeña zona en el entorno del afloramiento descrito, en una cantera a la entrada del municipio de Montmaneu y sus aledaños, por lo que su área se ha establecido en relación al afloramiento documentado (**tabla. 8.3**).

Radio 10-30km	Ab. S. PAN	Ab. S. ALE	Ab. S. SAL	Ab. S. SMT	Ab. S. SER	Ab. S. MUSCH	Ab.Total
Abund. m³ y %	127.050 ,11%	3.930.761,83 3,47%	9.777.277,57 8,62%	65.283.222 57,6%	9.153.404,54 8,07%	25.080.162,76 22,13%	113.351.878,7m³ 100%

Tabla 8.3. Tabla de abundancia silíceo esperada para un radio de 10 a 30 km del Abric Romaní.

A excepción del sílex tipo Serra y el sílex de las facies Muschelkalk, todas las demás materias primas se localizan sólo en uno u otro radio. Para el sílex de la Serra, se localiza un afloramiento en el radio menor a los 10 km en el municipio de Vilanova d'Espoia. En el radio de 10 a 30 km se localiza la mayor parte de la formación Sta. Cándia donde se encuentran las silicificaciones del tipo Serra. Aquí se localizaron dos afloramientos: Les Colomines (Sta. Maria de Miralles) y Masia de les Fonts (St. Magí de Brufaganya).

8.2. PROCEDENCIA GEOGRÁFICA DEL MATERIAL LÍTICO Y RUTAS DE MOVILIDAD

Con la intención de verificar los datos obtenidos de la abundancia cartográfica del sílex en el territorio y la representación de la materia prima en el registro arqueológico, realizamos un test de distribución en el que comparamos los datos observados en el registro arqueológico con los datos esperados del aporte de materias primas en el territorio. Para ello se calculan los valores absolutos esperados de las materias primas según los radios de distancia, que en este caso son tres: menos de 10 km, entre 10 y 30 km y de 0-30 km. Conocido el valor observado para cada tipo de materia prima, se ha estimado el número teórico de restos de materia prima que debería existir para que la distribución fuera normal. En este caso el cálculo se ha realizado multiplicando

el porcentaje teórico de la abundancia cartografiada de ese tipo de materia prima en el radio de distancia, por el total del material arqueológico del nivel por 0,01, ya que la abundancia la tenemos en porcentajes y no valores absolutos. Si fuera así se dividiría por 100.

Establecemos como hipótesis nula aquella que nos indica que el material observado es igual a lo esperado y, por tanto, su captación se pueda considerar azarosa, o en definitiva, que no responde a ninguna intencionalidad. Los datos del test de distribución nos informarán si la representación del material en el registro arqueológico tiene unas probabilidades altas o bajas que sea lo esperado según la abundancia silíceo en el territorio. Además, en función de los datos esperados podremos saber si ese tipo de materia prima está sobrerrepresentada o infrarrepresentada en el registro arqueológico.

Un aspecto a tener en cuenta es la lectura metodológica del significado de la corticalidad en la procedencia de los conjuntos líticos. Los porcentajes de corticalidad de procedencia fluvial/aluvial en el registro arqueológico no se cumplen con lo observado en las prospecciones de los depósitos fluviales. Aquí se nos plantea un problema metodológico de adscripción cortical, en la que probablemente no todo el córtex considerado como fluvial/aluvial lo sea. Por lo tanto, un buen criterio sería considerar sólo aquel nuevo córtex (neo-córtex) por abrasión y/o alteración como de dicho origen (Fernades *et al.*, 2007). Otro problema es la asociación a los depósitos de conglomerados de la Serie la Guixera, ya que tanto el trabajo de campo como el cálculo de la abundancia nos informan de un aporte teórico mayor de lo documentado en el registro arqueológico. La solución puede ser un mayor muestreo petrográfico de los sílex de la Guixera para acabar de confirmar o desmentir la hipótesis nula.

8.2.1. NIVEL M

Empezando por el radio de 0 a 10 km, como podemos ver en la siguiente tabla (**tabla 8.4**) se observa una infrarrepresentación del material local, a excepción de los cuarzos que están sobrerrepresentados y otras rocas que presentan valores similares. El test del χ^2 así lo confirma para otras rocas, con un valor 0 y un grado de libertad, presenta una probabilidad del 100% de que ambos conjuntos (esperado y observado) sean idénticos. Las silicificaciones presentes en el registro arqueológico son el tipo Serra (SER) y Muschelkalk (MUSCH), no habiendo aparecido ningún registro del sílex tipo Mediona (MED). Esto se debe a su escasa abundancia cartográfica (0,04% de representación en el radio local), que junto a su mala calidad para la talla plantea la hipótesis del desconocimiento o rechazo para su talla por parte de los grupos de neandertales.

	0-10KM	10-30KM	0-30KM	Niv. M	M Esp<10km	M Esp>10-30km	M Esp 0-30Km
PAN	0	0,11	0,06	68	0	4 (+)	2
ALE	0	3,47	1,74	0	0	119	60
SAL	0	8,62	4,31	0	0	296	148
SMT	0	57,6	28,80	2598	0	1978 (+)	989
SER	70,65	8,07	39,36	46	2426 (-)	277 (-)	1352
MUSCH	7,21	22,13	14,67	69	248 (-)	760 (-)	504
MED	0,04	0	0,02	0	1 (-)	0	1
CAL. LOC.	16,79	0	8,40	318	577 (-)	0	288
CUA. LOC.	0,89	0	0,45	183	31 (+)	0	15
OTR. ROC.	4,42	0	2,21	152	152 (-/+)	0	76
Total	100%	100%	100%	3434	3434	3434	3434
χ^2					3325,6	2039,2	8393,4
p(same)					0,00	0,00	0,00

Tabla 8.4. Relación entre las materias primas líticas del nivel M con los valores esperados de las silicificaciones para cada formación geológica en los radios establecidos (<10 km, >10-30 km y 0-30 km). A la izquierda los valores esperados para cada radio según la distribución de las silicificaciones, en %. En el centro los valores absolutos para el nivel M. A la derecha los valores esperados de las silicificaciones en el registro arqueológico, según los radios de distancia. Los valores (+) y (-) indican sobrerrepresentación o infrarrepresentación, respectivamente, en el registro arqueológico. Abajo el cálculo del χ^2 para el total del radio y su probabilidad.

El índice de representación en el registro arqueológico frente a la abundancia territorial no corresponde al conjunto de datos esperados, siendo inferior en todos los casos, a excepción de otras rocas y el cuarzo. La interpretación que podemos extraer es que el registro arqueológico no presenta una distribución aleatoria, sino que ésta se debe a otros factores, lo que niega el factor de la abundancia como el determinante en el aprovisionamiento de las materias primas de origen local. Por consiguiente los resultados del test se consideran heterogéneos. Realizando la prueba del χ^2 al conjunto de material arqueológico adscrito a un radio menor de 10 km, con cinco grados de libertad, la probabilidad de que se cumpla la hipótesis nula es del 0%.

En el caso del radio de 10 a 30 km las áreas de captación documentadas son la Panadella (PAN), St. Martí de Tous (SMT), la Serra (SER) y el Muschelkalk (MUSH), siendo inexistentes en el registro arqueológico el sílex tipo Ca l'Alemany (ALE) y Cal Salvat (SAL) (**ver tabla 8.4**). Estas dos silicificaciones, que son muy abundantes en la cuenca del Francolí y del Gaià (Gómez de Soler, 2009; Soto *et al.*, 2013; 2014; Soto, 2015), se hallan ausentes en la cuenca del Anoia. Sus distancias al Abric Romaní son de las más lejanas (entre 20-30 km en línea recta) y además sus valores esperados en el territorio no son significativos (en torno al 5% de lo esperado).

Los tipos síliceos PAN y SMT están sobrerrepresentados en el registro arqueológico, al presentar valores esperados, según la distribución en el territorio, inferiores a los definidos en el conjunto

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

analizados. Para los tipos SER y MUSCH, el test de distribución revela lo contrario, los valores del registro arqueológico señala la infrarrepresentación frente al conjunto esperado. Igual que en el radio anterior, el test de distribución nos informa que la representación arqueológica no es azarosa, sino que responde a otros factores, adquiriendo relevancia el hecho que exista tanto sílex de SMT, y sobre todo de PAN, teniendo en cuenta los bajos valores esperables de su distribución en el territorio. El caso del sílex tipo PAN, es remarcable porque a pesar de su distancia respecto al yacimiento (unos 25 km) y su escasa abundancia, tiene representación en el nivel M del Abric Romaní. Esta circunstancia puede deberse a otros criterios, como su muy buena aptitud para la talla.

Los datos esperados para los sílex que pueden captarse tanto en radios inferiores o superiores a los 10 km (SER y MUSCH), nos pueden definir si fueron captados cerca o lejos del abrigo. Para el caso del sílex tipo Serra, los datos esperados de abundancia territorial se ajustan más a una captación en el radio superior a los 10 km. Si aplicamos el test del χ^2 nos marca esta tendencia. Para la captación local (<10 km) el valor del $\chi^2 = 7954,3$ con una probabilidad de semejanza entre lo observado y lo esperado del 0%. Para la captación regional (>10 km), el $\chi^2 = 209,54$ con una probabilidad que se cumpla la hipótesis nula en $1,73E-47$. A pesar de ser bajísima, casi cero, hay alguna probabilidad más que en caso anterior. Lo contrario sucedería con el tipo MUSCH, ya que los valores, a pesar de ser muy distantes entre los dos conjuntos comparados en el test de distribución, el registro arqueológico se asemejarían más a los datos esperados en el radio de <10 km. El test del χ^2 así nos lo confirma, con un valor de $\chi^2 = 139,25$ y un porcentaje de probabilidad de semejanza entre ambos conjuntos de datos del $3,87E-32$ para el radio de <10 km. Para el radio >10 km el valor de $\chi^2 = 806,83$ y su probabilidad es de $1,77E-177$, aún menor que en el caso anterior.

Si calculamos el valor esperable del aporte de materia prima lítica en el conjunto de 0 a 30 km para cada uno de los tipos, todos ellos presentan representación y en todos casos se ajusta algo más lo observado a lo esperado. No obstante, aplicando el test del χ^2 para el conjunto de los datos, se vuelve a negar la hipótesis nula en la que lo observado corresponde a lo esperado. Por lo tanto, tenemos una distribución no aleatoria, en la que son otros factores, y no el azar, los condicionantes de la captación.

En definitiva, los neandertales que ocuparon el Abric Romaní durante el nivel M captaron, principalmente, el sílex como materia prima lítica en las zonas de abundancia lejanas. Éste tiene un origen mayoritario en la zona de St. Martí de Tous, a unos 15 km en línea recta del yacimiento. La ruta de abastecimiento marca una clara direccionalidad: NW-SE. No obstante, en momentos

puntuales captarían material local, en el mismo río Anoia, asociado a materiales de menor calidad para la talla como son las calizas, cuarzos y otras rocas.

8.2.2. NIVEL Oa

Para el radio de 0 a 10 km, están representadas todas las materias primas con aporte local, a pesar de estar infrarrepresentadas en el registro arqueológico, siendo el cuarzo la única materia prima que más se ajusta a lo esperado según la abundancia cartográfica (cuatro restos arqueológicos frente a los tres esperados). El test del χ^2 así lo confirma, ya que presenta un valor de 0,33, que con un grado de libertad, presenta una probabilidad del 56% de que ambos conjuntos (esperado y observado) sean idénticos. En relación a las silicificaciones sólo está presente el sílex de las facies Muschelkalk (MUSCH). Tanto el sílex tipo Serra (SER) como el tipo Mediona (MED) están ausentes en el registro pese a ser el material más próximo al yacimiento (tabla 8.5). De igual forma que en el nivel M, el índice de abundancia para el radio <10 km, no se ajusta al material arqueológico, por lo que la captación de la materia prima de origen local no responde a criterios de abundancia sino a otros factores. Así lo confirma el test del χ^2 con un valor de 51,97, que con tres grados de libertad, presenta un 0% de probabilidad de que se cumpla la hipótesis nula.

	0-10KM	10-30KM	0-30KM	Oa	Oa Esp< 10km	Oa Esp>10-30km	Oa Esp 0-30km
PAN	0	0,11	0,06	45	0	0,21	0
ALE	0	3,47	1,74	0	0	14	7
SAL	0	8,62	4,31	0	0	34	17
SMT	0	57,6	28,80	306	0	224,6 (+)	112
SER	70,65	8,07	39,36	0	276	31	154
MUSCH	7,21	22,13	14,67	11	28 (-)	85,19 (-)	57
MED	0,04	0	0,02	0	0	0	0
CAL. LOC.	16,79	0	8,40	21	65 (-)	0	33
CUA. LOC.	0,89	0	2,21	4	3 (-/+)	0	2
OTR. ROC.	4,42	0	0,45	3	17 (-)	0	9
Total	100%	100%	100%	390	390	390	390
χ^2 p(same)					51,97 1,4003E-10	9647,2 0,00	383,52 1,0547E-80

Tabla 8.5. Relación entre las materias primas líticas del nivel Oa con los valores esperados de las silicificaciones para cada formación geológica en los radios establecidos (<10 km, >10-30 km y 0-30 km). A la izquierda los valores esperados, según prospecciones, para cada radio, en %. En el centro los valores absolutos para el nivel Oa. A la derecha los valores esperados de las silicificaciones para cada radio. Los valores (+) y (-) indican sobrerrepresentación o infrarrepresentación, respectivamente, en el registro arqueológico. Abajo el cálculo del χ^2 para el total del radio y su probabilidad.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Para el radio de 10 a 30 km, el sílex representado en el registro arqueológico es el PAN, SMT y MUSCH, con ausencia, de igual forma que en el nivel M, de los sílex tipo ALE y SAL. Para los casos del sílex tipo PAN y SMT, la comparación de los datos observados frente a los esperados según la abundancia cartográfica, nos indica que su presencia en el registro arqueológico está sobrerrepresentada (**véase tabla 8.5**).

Por el contrario, el sílex MUSCH está infrarrepresentado en el registro arqueológico. Si comparamos los datos de la captación <10 km y >10 km, parece que el origen más probable del sílex tipo MUSCH sea el local. Los resultados de la prueba del χ^2 , dan un valor de 11,12 con una probabilidad de semejanza en las distribuciones del 0,00085 para el territorio de captación inferior a los 10 km, mientras que para la captación regional el valor de χ^2 es de 83,91 y su probabilidad de presentar la misma distribución que la calculada en el territorio es de 5,18E-20.

Si realizamos el test del Chi-cuadrado para el conjunto de material entre 10 y 30 km los valores no son homogéneos ($\chi^2= 94,57$ y una probabilidad de similitud entre los datos del 0%), por lo que su captación responde a otros factores que no son la abundancia. Los mismos datos obtenemos si unimos los dos radios y calculamos los valores esperados. Si realizamos la prueba del χ^2 a dichos valores vuelve a ofrecer un resultado elevado y una probabilidad que ambos conjuntos presenten idénticos resultados igual a 0 (**véase tabla 8.5**).

Planteamos que la captación de las materias primas líticas que realizaron los neandertales del nivel Oa, igual que en el nivel M, fue un aprovisionamiento en zonas de abundancia regional. Así nos lo confirma la baja representatividad en el conjunto arqueológico de materiales propiamente locales. Además la alta presencia en el registro arqueológico de material de tipo SMT, como primer aporte lítico, seguido del tipo PAN, demuestra la captación en un radio de 10 a 30 km y de tipo regional. Esta captación, probablemente responda a unos patrones de movilidad específicos que nada tienen que ver con aspectos de proximidad, sino a criterios de abundancia sílicea en una zona acotada y de fácil acceso (SMT), y al de calidad de la materia prima o rutas de movilidad específicas (PAN).

En definitiva, la ruta de movilidad sería de tipo unidireccional, hacía o desde los afloramientos síliceos regionales de SMT y PAN, situados al NW-SE entre los 15 km de SMT y los 25 km de PAN.

8.2.3. NIVEL P

El **nivel P** es el que más difiere de los tres niveles estudiados. Para el radio de 0 a 10 km, se halla representado en el registro arqueológico el material local, formado por calizas, cuarzos y otras

rocas. La caliza y otras rocas, están infrarrepresentadas en el registro arqueológico, mientras que el cuarzo está sobrerrepresentado con el doble de objetos (**tabla 8.6**). El único sílex representado en el nivel P de posible origen local es el tipo MUSCH (n=30), que de la misma manera que las calizas y otras rocas está infrarrepresentado respecto a la cantidad estimada según las prospecciones. De igual forma que en los niveles M y Oa, el hecho que los valores observados de los esperados estén infrarrepresentados, hacen que la distribución no sea homogénea ($\chi^2= 186,79$ con una probabilidad de que se cumpla la hipótesis nula del 0%).

	0-10KM	10-30KM	0-30KM	Niv. P	P Esp<10km	P Esp>10-30km	P Esp 0-30 km
PAN	0	0,11	0,06	570	0	2 (+)	1
ALE	0	3,47	1,74	0	0	56	28
SAL	0	8,62	4,31	0	0	138	69
SMT	0	57,60	28,80	817	0	922 (-)	461
SER	70,65	8,07	39,36	0	1131	129	630
MUSCH	7,21	22,13	14,67	30	115 (-)	354 (-)	235
MED	0,04	0	0,02	0	1	0	0
CAL LOC.	16,79	0	8,40	107	269 (-)	0	134
CUA. LOC.	4,42	0	0,45	30	14 (+)	0	7
OTR. ROC.	0,89	0	2,21	47	71 (-)	0	35
Total	100%	100%	100%	1601	1601	1601	1601
χ^2 p(same)					186,79 2,5996E-39	1,62 0,00	3,24 0,00

Tabla 8.6. Relación entre las materias primas líticas del nivel P con los valores esperados de las silicificaciones para cada formación geológica en los radios establecidos (<10 km, >10-30 km y 0-30 km). A la izquierda los valores esperados para cada radio en %. En el centro los valores absolutos para el nivel Oa. A la derecha los valores esperados de las silicificaciones para cada radio. Los valores (+) y (-) indican sobrerrepresentación o infrarrepresentación, respectivamente, en el registro arqueológico. Abajo el cálculo del χ^2 para el total del radio y su probabilidad.

Lo interesante, y diverso frente al resto de niveles, es la captación del sílex en zonas de abundancia regional (**ver tabla 8.6**). En este nivel, a pesar que sigue predominando la captación sílicea en el área de SMT (51%), el sílex tipo PAN aumenta considerablemente llegando a porcentajes del 35%. Si observamos los datos del aporte esperado, el sílex de SMT está ligeramente infrarrepresentado por primera vez en los tres niveles, mientras que el sílex tipo PAN está sobrerrepresentado. Probablemente, el hecho del aumento del sílex tipo PAN provoca que el sílex tipo SMT disminuya, y por primera vez no esté sobrerrepresentado sino a la inversa. El test de distribución nos muestra una distribución heterogénea, por lo que no puede relacionarse con una captación aleatoria o azarosa, sino que está dirigida hacia el aprovisionamiento de las silicificaciones de SMT y PAN. En éste caso adquiere protagonismo el sílex tipo PAN, ya que su poca abundancia sílicea en el radio de 10-30 km (representa solo el 0,11% del total) y su distancia respecto al Abric Romaní (25 km), lo hacen singular. Éste aspecto

reforzaría la hipótesis de unos patrones de movilidad en dirección NW-SE y una intencionalidad en la búsqueda de materia prima de buena calidad, ya sea por motivos tecnológicos o de cualquier otro tipo.

En relación al sílex del MUSCH por su mayor infrarrepresentación en este radio, parece más probable que la captación se dé en el radio de <10 km, como nos atestigua el test del χ^2 con unos valores para el radio de <10 km de 67,69 y un porcentaje de probabilidad en la semejanza de la distribución del 1,91E-16, y de 380,73 y una probabilidad 8,65E-85 para la misma distribución que muestra el territorio incluido en el radio de >10 km.

8.2.4. RECAPITULACIÓN

En los tres niveles estudiados (M, Oa y P) se da un predominio en la captación en las zonas de abundancia sílicea, y una direccionalidad de la misma. La composición de las materias primas para los tres niveles marca una ruta NW-SE, dejando de lado otras posibles rutas como la E-W, que seguiría la cordillera Prelitoral, debido a la ausencia en el registro arqueológico de los tipos síliceos ALE y SAL. La captación en zonas de abundancia local, que marcaría el eje S-SW hacia la depresión Prelitoral, estaría señalada por los sílex tipo MUSCH y SER, que nos marcaría una posible dirección hacia el mar.

El caso de la representación cortical en el registro arqueológico no es un dato sólido, por sí mismo, para poder atribuir un origen local al material síliceo, ya que metodológicamente presenta dudas y estadísticamente no es significativo (40% contra el 60%). En definitiva, con los datos que disponemos de los análisis petrográficos, así como de las prospecciones de campo, la representación sílicea en las zonas de abundancia local es escasa, en contraposición a otros materiales (por ejemplo las calizas), los cuales, a pesar de todo, tienen una muy baja representación en el registro arqueológico. Por tanto, nos decantamos a considerar la captación sílicea mayoritaria en las zonas de abundancia regional, en este caso SMT y en menor medida PAN.

Con la intención de poder comparar los tres niveles hemos calculado la variable estandarizada, normalizada o Z-Score de los valores de χ^2 de los tres niveles y sus radios de acción, que nos permite comparar los datos independientemente del tamaño de la muestra. Según la siguiente tabla (**tabla 8.7**) observamos que todos los valores del Chi-cuadrado son estadísticamente heterogéneos y se comportan de la misma manera, a excepción del nivel P para el radio de 10 a 30 km. Esta diferencia vendría dada por el aumento del sílex tipo PAN, que marca un cambio en

el patrón de movilidad, con una mayor intensidad de un sílex poco abundante cartográficamente, muy localizado y a una cierta distancia del Abric Romaní. Si bien en el nivel M y Oa la captación del sílex tipo PAN está presente, nunca antes lo había estado en porcentajes tan altos (del 35%). Este aumento provoca la disminución del sílex de SMT, marcándonos un cambio en el sistema de abastecimiento, en las distancias recorridas, y una direccionalidad o intencionalidad en la búsqueda de este tipo silíceo.

	Niv. M Esp <10km	Niv. M Esp >10-30km	Niv. Oa Esp < 10km	Niv. Oa Esp >10-30km	Niv. P Esp <10km	Niv. P Esp >10-30km
χ^2	3325,6	2039,2	51,97	9647,2	186,79	161620
Z- Score	-0,32984	-0,34606	-0,37113	-0,37113	-0,36943	1,666567

Tabla 8.7. Variable estandarizada (Z- Score) de los diferentes χ^2 realizados para cada uno de los radios de cada nivel arqueológico estudiado.

8.3 RADIOS DE MOVILIDAD Y RUTAS DE APROVISIONAMIENTO. SU CONTEXTUALIZACIÓN EN EL REGISTRO DEL SUR DE EUROPA.

A partir de criterios tecno-económicos, unos de los primeros que intentó clasificar los tipos de áreas de captación a partir de sus distancias fue Geneste (1985). Aplicado a la región de Aquitania, consideró que toda captación que se diese en un radio menor a 5 km se consideraba local; intermedia aquella que se daba entre los 5 y 20 km; y lejana aquella que sobrepasaba dicha distancia. Basada en el concepto de cadena operativa, la distancia representaba un primer estadio de la misma y contribuía notablemente a definir el comportamiento tecno-económico de los grupos cazadores-recolectores, en la que el tipo de materia prima, a medida que la distancia iba aumentando, decrecía en cantidad y se acrecentaba su estadio de elaboración, por lo que el producto entraba en el yacimiento en estadios finales o casi finales.

El empleo de los radios de movilidad establecidos por Geneste, fue continuado en el estudio de las materias primas y la movilidad territorial de los cazadores-recolectores en otros yacimientos de la región de Aquitania. Hoy en día, dichos radios, como zonas de aprovisionamiento, siguen vigentes en los estudios de materia prima, como manera de clasificar el tipo de captación y la movilidad territorial (Féblot-Augustins, 1999a; 1999b).

Entrando en la comparación con los radios de movilidad de otros registros del Paleolítico medio en el sur de Europa, empezaremos por **Italia (ver figura 8.2)**. Una de las regiones más estudiada para el Paleolítico medio de éste país es la **costa del Lacio** con los trabajos publicados de los yacimientos de Grotta de Sant Agostino, Grotta Guattarri, Grotta dei Moscerini y Grotta Breuil

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

(Khun, 1991; 1995; Grimaldi y Santaniello, 2014). En todos ellos predomina el sílex como materia prima, siendo todo él de origen local (máximo 5 km de distancia), localizándose en las calizas del Jurásico de Monte Circeo y en las playas marinas fósiles asociadas a la transgresión del estadio isotópico 5. No obstante, como apunta Khun (1995), la costa del Lacio, en contraposición a otras regiones europeas, presenta un "estrés" regional en materias primas, ya que las silicificaciones no son muy abundantes, son de pequeñas dimensiones (8-10 cm como máximo), y es el material utilizado mayoritariamente por los neandertales de esta región.

Otra de las zonas donde destacan yacimientos del Paleolítico medio es el **norte de Italia** con los yacimientos de Grotta Fumane, Riparo Taglienete y Grotta San Bernardino, en la región del **Véneto** (Peresani, 2012) y Riparo Mochi, Riparo Bombrini y Grotta di Arma delle Manie en la **Liguria** (Grimaldi y Santaniello, 2014). En ambas regiones el sílex es la materia prima más utilizada. Para la región del Véneto existen varios afloramiento sílceos relacionados con formaciones carbonáticas del Jurásico y del Eoceno medio, con lo que el aprovisionamiento no dista más de 5-10 km respecto a los yacimientos (Peresani, 2012). Para la región de la Liguria, los yacimientos de Riparo Mochi y Riparo Bombini presentan también una captación local del sílex, así como de las calizas y las cuarcitas. El sílex se localiza en unos conglomerados denominados "I Ciotti" a menos de 10 km de distancia (Negrino *et al.*, 2005). No obstante, un tipo de sílex de muy buen calidad, que aparece con bastante frecuencia en los yacimientos, se localiza a 30 km al este de los yacimientos, por lo que la captación se considera de ámbito regional (Grimaldi y Santaniello, 2014), asemejándose a la dinámica observada en el Abric Romaní para el sílex de la Panadella. La Grotta di Arma delle Manie, se localiza a 100 km al este de los dos yacimientos anteriores, y su conjunto lítico se compone exclusivamente de material de origen local (Grimaldi y Santaniello, 2014).

Comparando los yacimientos italianos con el Abric Romaní, observamos que si bien el tipo de captación difiere mucho de los publicados para la región del Lacio y el Véneto, presenta ciertas semejanzas con los asentamientos de la Liguria, sobre todo con Riparo Mochi y Riparo Bombini, ya que presentan una captación del sílex de origen intermedio. Para el Abric Romaní es un poco más lejano con los 15 km de media del sílex tipo Sant Martí de Tous. Destaca la variedad de sílex de mejor calidad para la talla, bastante representada en el registro arqueológico de los yacimientos ligures, que proviene de una distancia de 30 km, muy similar al comportamiento que tienen los neandertales que ocuparon el Abric Romaní con respecto al sílex de la Panadella (PAN).

Si nos referimos a la zona del **sur de Francia (ver figura 8.2)**, una de las más estudiadas en relación a las áreas de captación y movilidad territorial, observamos que en la región de **Aquitania**, Geneste (1985; 1988; 1989 y 1992) y Geneste y Rigaud (1989), asocian entre el 70% y el 90% del material arqueológico localizado en los yacimientos de la zona a un territorio de entre 0 y 5 Km, y que éste no sufre variaciones en sus áreas de captación lo largo de todo el Paleolítico medio, como en los casos de Fonseigner, Roc, Tabaterie-Sandougne, Brouillard, Festons, Dau y Vaufrey. Lo mismo sucede para los yacimientos estudiados por Meigne (1988), como Morilloc (Charente) y Turq (1989; 1990; 1992; 2000), con los yacimientos en cueva o abrigo de Roc de Marsal, Combe-Grenal, Mas Viel, Moulin du Milieu y Las Pélénos, y al aire libre de Cabrol, Laburlade, Chinchon, Les Ardailloux, Maleguise y La Plane, confirmando el abastecimiento local (entre 0 y 5 km), para el 75-95% del material arqueológico en sílex. Lo mismo sucede en el yacimiento de Combe-Capelle Bas, el cual se asienta sobre un afloramiento de sílex (Dibble, 1995). Por contra, Tавosos (1984) establece para el nivel F4 de Pech de l'Azé IV (Perigord) una captación del sílex entre 10 y 20 km de distancia. Recientes estudios sobre las áreas de captación de Pech de l'Azé IV, establecen que el 99% del registro lítico del nivel 8 tiene un origen local que no sobrepasa los 7-8 km (Dibble *et al.*, 2009), por lo que desconocemos si hay una captación diferencial a lo largo del registro de Pech de l'Azé IV, o como parece más plausible por la cartografía publicada y los estudios petrográficos, que haya un mayor conocimiento del territorio en estos momentos.

Para la zona del **Macizo central**, los diferentes investigadores que trabajan en ella llegan a la misma conclusión; la mayoría del material lítico es captado localmente (Masson, 1981; Moncel *et al.*, 2008; Fernades *et al.* 2008), a pesar que si nos centramos en el sílex, éste va adquiriendo un mayor carácter regional, llegado hasta los 50 km (aquí se excluyen los exóticos). Asimismo, para el yacimiento de Abri du Maaras (Ardèche), la captación del sílex se da en un radio que va de 0 a 30 km (Moncel *et al.*, 2014). Si nos centramos en yacimientos del MIS 3, en la Grotte de Saint Marcel (Ardèche), la captación del sílex se da en un radio que va de los 3 a los 10 km (Moncel *et al.*, 2004); en el Abri des Pêcheurs (Casteljau, Ardèche) la materia prima predominante es el cuarzo de origen local, mientras que el sílex es la segunda materia prima utilizada, recogida en los depósitos fluviales y por tanto de carácter local (Moncel *et al.*, 2008); y en el yacimiento de Champ Grand (Sant Maurice sur Loire, Loire), el sílex mayoritario se localiza en un radio máximo de 10 km (Slimak, 1999). Por el contrario, la Baume de Néron (Soyons, Ardèche) presenta desde material silíceo local, pasando por un sílex de muy buena calidad para la talla con el que se configuran la mayoría de artefactos retocados de tipo Quina, situado a 35 km, hasta material silíceo de 60 km de distancia (Slimak, 1999). En el caso de Le Rond de Saint-

Arcons (Haute-Loire), la captación del sílex abarca un radio que va de los 15 a 40 km de distancia (Fernades *et al.*, 2008), mientras que en el yacimiento de Craux (Haute Provence) la captación del sílex es estrictamente local (Slimak *et al.*, 2005).

Ajustándose más a un radio de captación intermedio, tenemos los yacimientos de la zona del **Languedoc-Rousillon**, como el yacimiento de Ermitage, Hortus o Toural, en los que Tavoso (1984) establece que la mayoría del sílex provendría de distancias entre 5 y 10 Km. Para la zona del valle del Tarn (Midi-Pyrenes), la multitud de estaciones musterienses localizadas atestiguan que el origen del sílex proviene de los talleres de Verdrie, a unos 20 km de la zona (Tavoso, 1984). En definitiva, el mismo autor, considera que el radio de movilidad para la zona centro y este del sur de Francia, es de 10 a 20 km, con incursiones puntuales de hasta 50 km. El estudio que realiza Browne y Wilson (2011) para el yacimiento de la Bau de l'Aubesier (Vaucluse), en la región de la Provenza-Alpes-Costa Azul, mediante la aplicación de un modelo de atracción sobre las fuentes de materia prima, establecen que todas las fuentes de materias primas se encuentran en un radio de captación de unos 20 km.

Comparando los yacimientos del sur de Francia con los niveles estudiados del Abric Romaní, parece que la dinámica de captación, y por tanto, la ruta de movilidad a partir de las áreas de aprovisionamiento se asemejaría más a los yacimientos musterienses del valle del Tarn y el Languedoc-Rousillon, que no a los de la zona de Aquitania y el Macizo central, donde la captación mayoritaria es de tipo local, con distancias que no suelen superar los 5 km, y raramente llegan a los 10 km. En los casos que se supera dicha distancia es para el aporte de material muy concreto, que conlleva un uso específico, como en el caso de los objetos de tipo Quina. Una posible explicación a la similitud y diferencias de unas regiones con otras en relación al Abric Romaní, tenga que ver con la localización de las abundancias silíceas. En la región de Aquitania y el Macizo central son locales, por lo que los neandertales no tienen que recorrer largas distancias, mientras que la geomorfología del terreno y las distancias de las silicificaciones presentes en el Languedoc-Rousillon y el Valle del Tarn con respecto a los asentamientos podrían ser muy parecidas a las del Abric Romaní.

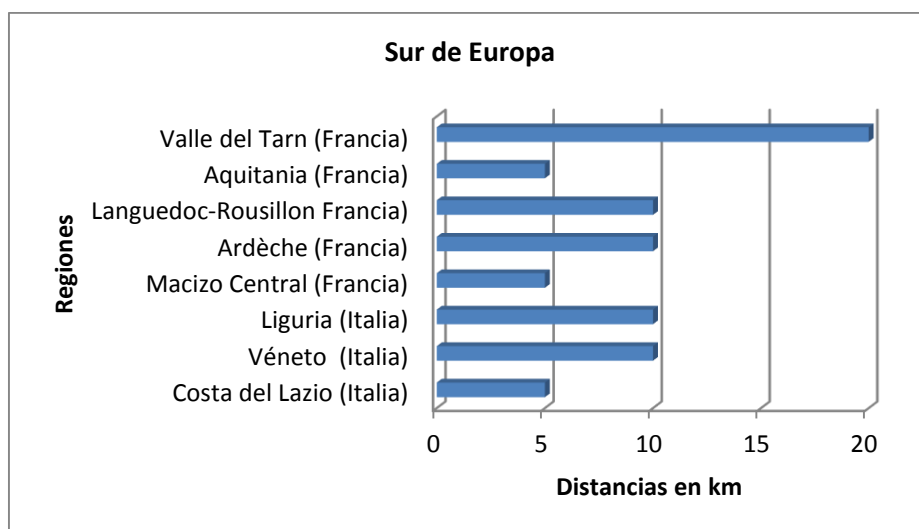


Figura 8.2. Principales regiones del sur de Europa citadas en el texto. Se presenta las distancias recorridas para la captación predominante.

Si nos centramos en la **Península Ibérica** y empezamos por la zona de **Portugal** (ver figura 8.3), el registro arqueológico del Paleolítico medio no es muy abundante. En la mayoría de los yacimientos en cueva la acción de los carnívoros es mayor que la de los humanos, mientras que los yacimientos al aire libre presentan pocos registros y dispersos, mostrando ocupaciones puntuales y esporádicas (Raposo, 1995). No obstante, destacan los trabajos realizados en el yacimiento al aire libre de Vilas Ruivas (Velha de Ródão) (Raposo, 1987) y en los yacimientos de las zonas de Lourdes y Bombarral (Estremadura portuguesas) (Raposo, 1993). En estos casos las materias primas utilizadas son el cuarzo, la cuarcita y el sílex por igual, con una captación local que en ningún caso supera los 10 km de distancia (Bicho, 2004). Por zonas, tenemos que en el centro de Portugal destacan la Gruta da Figueira Brava (Sesimbra) y la Gruta da Oliveira en el sistema kárstico de Almonda (Torres Novas), donde la acción antrópica es destacable y la materia prima dominante es el cuarzo con una captación local (Zilhão, 2001). También, la Gruta de Correio-Mor, Columbeira y Furninha, las tres en la región de Lourdes, cerca de Lisboa, en las que destaca la abundante industria lítica y la diversidad de la misma, mostrando un aumento del área de captación, a pesar que sigue siendo eminentemente local (Raposo, 1995).

Por el contrario, los estudios iniciados a finales de la década de los 90' del siglo pasado en la zona del Algarve, muestran un conjunto de yacimientos costeros al aire libre y en cueva en los que los patrones de movilidad difieren algo del resto de yacimientos portugueses, como son Praia da Galé, Gruta Ibn Amar, Vale Boi, Vale da Fonte, Curva do Belixe, Vale Santo, Lagoa Funda y Lagoa do Bordoal (Bicho, 2004). A pesar que el cuarzo, la cuarcita y la caliza son materiales captados en las inmediaciones de los yacimientos, el sílex, que en algunos yacimientos es la materia prima dominante, presenta un patrón algo diferente, ya que hay pocos afloramientos

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

silíceos en la zona y se documenta una captación de las silicificaciones situadas a 30 km al norte de la zona (Bicho, 2004).

En definitiva el tipo de captación durante el Paleolítico medio en Portugal, salvando algún yacimiento del Algarve (Praia da Galé, Vale Boi, Curva do Belixe), es totalmente local con radios de movilidad que no superan distancias de 10 km (Bicho, 2004), y por tanto con patrones de aprovisionamiento diversos a los documentados en los niveles M, Oa y P del Abric Romaní, en los que la distancia media es de unos 15 km, y en el nivel P llega hasta los 25 km.

Si nos centramos en la zona **Vasco-Cantábrica y Pirineos Occidentales** observamos cómo hay una serie de yacimientos del Paleolítico medio que presentan un predominio de las materias primas locales, sean o no sílex (**ver figura 8.3**). Éstos serían los yacimientos del **País Vasco** de Cueva Gatzarri con predominio de la cuarcita; Arnalpe, donde destacan las calizas, cuarzos y areniscas; Abri Olha 2, Isturiz y Arrillor con abundante sílex de origen local; y Lezetxiki que parece combinar materias primas locales con sílex importado de más de 30 km de distancia (Baldeón, 1993; Bermúdez de Castro y Sáenz de Buruaga, 1997; Laplace y Sáenz de Buruaga, 2000 y 2003; Ríos, 2008; Ríos *et al.*, 2015). Por el contrario, los yacimientos de Axlór (Dima, Bizkaia) y Amalda (Zestoa, Gipuzkoa) presentarían unas dinámicas en los patrones de captación diversos, en los que la materia prima dominante es el sílex y su origen no es local. Para Amalda, el sílex mayoritario proviene de una distancia entre 15-30 km (sílex de Flysch), y el resto de 50 km (sílex de Urbasa) y 75 km (sílex de Treviño) (Ríos, 2008; Ríos *et al.*, 2014). En el caso de Axlór, el sílex sigue siendo la materia prima dominante, en el que su mayoría tiene un origen a 30 km de distancia (sílex de Flysch) (Ríos, 2008; Ríos *et al.*, 2014).

Para la zona del **Cantábrico**, un ejemplo sería los yacimientos en cueva de El Castillo, Cueva Morín y El Pendo. La materia prima dominante en casi toda la secuencia del Paleolítico medio de estos yacimientos, a excepción nivel XIII del Pendo, es el sílex, seguido de la cuarcita y la ofita como materiales principales. El origen de las cuarcitas y la ofita es eminentemente local, ya que aparecen en forma de cantos en los lechos de los ríos. Para el sílex, la línea costera de la región de Cantabria presenta abundantes nodulizaciones silíceas entre las calizas y margas cretácicas de la zona litoral, por lo que su captación también es local, comprendida en un radio de 5 km de los yacimientos y en algunos casos 10 km (Montes y Sanguino, 1998; Carrión *et al.*, 1998; Carrión, *et al.*, 2008).

En la comarca de La Liébana encontramos el yacimiento al aire libre de El Habario y la Cueva del Esquilleu, que distan 4 km una de la otra. Su principal similitud es la presencia como materia prima mayoritaria la cuarcita. En el caso de El Habario, el yacimiento es considerado como un

taller o centro de aprovisionamiento, ya que a escasos metros aparecen unos conglomerados cuarcíticos de los que se desprende los cantos. Además de la cuarcita hay una presencia mínima del sílex, que se localiza en posición primaria a unos 2,5 km en línea recta al yacimiento (Carrión *et al.*, 1998). Para el Esquilleu la cuarcita es captada en las inmediaciones del yacimiento, en concreto en el curso fluvial del río Deva, mientras que el sílex, minoritario, se captaría en el mismo afloramiento donde lo captaban los neandertales de El Habario. En definitiva, la captación del Esquilleu sería plenamente local, en que el 99% del material proviene de un radio máximo de 5 km (Manzano *et al.*, 2005).

Comparando los yacimientos de la cornisa cantábrica y Pirineo Occidental con los niveles estudiados del Abric Romaní, resulta que los únicos que comparten un modelo de aprovisionamiento similar, con una captación primaria basada en el sílex, y con un radio entre 15-30 km son los yacimientos de Amalda y Axló (País Vasco). El resto de yacimientos, o la materia prima predominante no es el sílex o la captación es local, casi nunca sobrepasando el área de aprovisionamiento de los 5 y 10 km de distancia. Además parece que los yacimientos de Amalda y Axló, juegan un papel importante en el territorio, como campamentos base o residenciales, similar al rol que tendría el Abric Romaní como enclave entre diversos territorios geográficos (depresión del Ebro, la depresión del Penedès y la Cordillera Prelitoral).

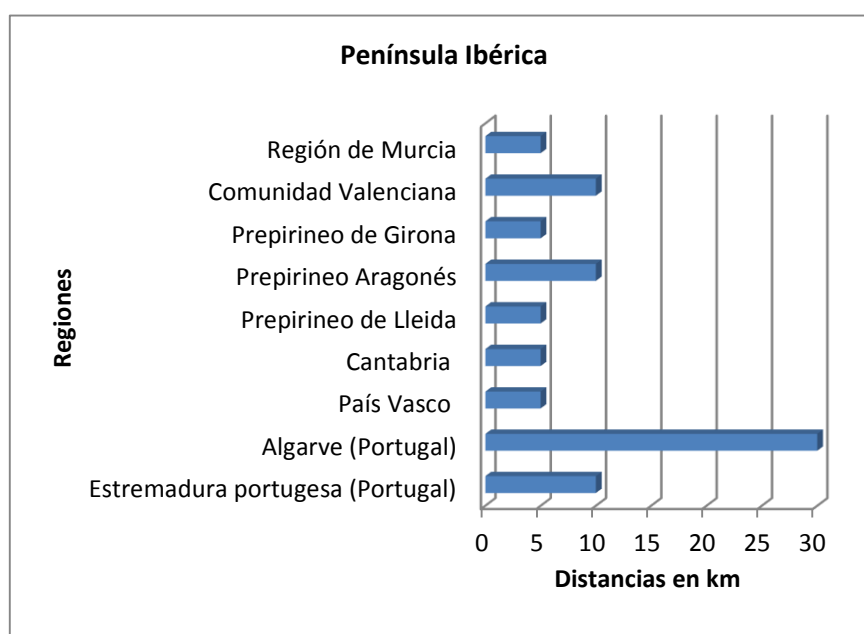


Figura 8.3. Principales regiones de la Península Ibérica citadas en el texto. Se presenta las distancias recorridas para la captación predominante.

Para la región **Prepirenaica Oriental**, destacan en primer lugar, los yacimientos del **Prepirineo leridano** como Cova Gran, Abric de Targó y Roca dels Bous, los tres en la comarca de la Noguera (Lleida). En los tres yacimientos la captación es local (De la Torre *et al.*, 2013). Se realiza en las inmediaciones de los asentamientos, ya sea por la captación en los depósitos fluviales o por la presencia cercana de afloramientos silíceos (Roy *et al.*, 2013; Roy *et al.*, *In press.*). En el caso de Cova Gran, predomina el sílex como materia prima más utilizada, seguido de la cuarcita. En el caso de Abric de Targó, los porcentajes de sílex y cuarcita son similares, mientras que Roca dels Bous presenta una variación diacrónica donde en algunos niveles se documenta el predominio absoluto del sílex en contraposición a la cuarcita (ej. nivel N10) y en otros ocurre lo opuesto (ej. nivel N12) (De la Torre *et al.*, 2013; Roy *et al.*, *In press.*). En el **Prepirineo aragonés**, el yacimiento de las Fuentes de Sant Cristobal (Veracruz, Huesca), es un claro ejemplo de explotación de los recursos abióticos de su entorno intermedio. La materia prima mayoritaria es el sílex, seguido de la cuarcita, pórfidos y granitos. Las silicificaciones se localizan a unos 10 km de distancia, entre las calizas cretácicas de las montañas circundantes, mientras que el resto de material aparece en abundancia en los depósitos aluviales del río Isábena (Campeny *et al.*, 2003; García-Antón *et al.*, 2011; García *et al.*, 2012). Hay una variedad de sílex, poco representado en el registro arqueológico, que se localiza a 24 km del yacimiento (García-Antón *et al.*, 2011), por lo que en determinados momentos el radio de movilidad aumentaría considerablemente. En la zona del **Prepirineo gerundense**, destacan los yacimientos de la Cova de l'Arbreda (Pla de l'Estany) y la Cova dels Ermitons (Garrotxa). Los niveles musterienses de la Cova de l'Arbreda muestran un predominio del cuarzo como materia prima, y de manera testimonial la cuarcita, sílex y corneana, todas ellas, a excepción del sílex, de origen local y captadas en la zona de abundancia próxima (ríos Ser y Fluvià y conglomerados y gravas del Pliocenos de Centenys). Por el contrario, el sílex tendría un origen alóctono y desconocido a día de hoy (Maroto *et al.*, 1996; Soler Subils *et al.*, 2012). Para la Cova dels Ermitons las materias primas más representadas, son el sílex, la corneana y el cuarzo, todas ellas de origen local y captadas en los depósitos aluviales del entorno (río Llerca y riera de St. Aniol) (Ortega y Maroto, 2001) (**ver figura 8.3**).

En definitiva, el modelo de captación documentado en el Abric Romaní, difiere bastante de los evidenciados en el Prepirineo oriental y la zona catalana, sólo las Fuentes de Sant Cristóbal por su captación no estrictamente local del sílex, la abundancia de material silíceo y la captación local del resto de materias primas (cuarcitas, pórfidos, etc.), parece asemejarse. Por el contrario, los yacimientos tanto del prepirineo leridano como gerundense, presentan una captación puramente local, y en algunos casos el sílex no es la materia prima dominante. La casi nula presencia de silicificaciones en algunos casos (comarcas gironines) y la adaptación al material

local, de no tan buena calidad, no haría necesario un gran desgaste energético para la adquisición de materia prima, teniendo todo lo que ofrece el entorno en los lechos de los ríos circundantes. En otros casos, la abundancia de silicificaciones en el entorno inmediato y la morfología del terreno explicarían la captación local (Prepirineo leridano).

La última zona que trataremos de la Península Ibérica es el **Levante**. Empezando por la **Comunidad Valenciana**, destacan los estudios realizados sobre materias primas del Abrigo de la Quebrada (Chelva, Valencia) (Eixea *et al.*, 2011; Eixea *et al.*, 2014). En este yacimiento el material lítico más utilizado es el sílex de origen local, situado a una distancia de entre 2 y 8 km, en las calizas micríticas del Dogger de la Cordillera Ibérica. Seguido tendríamos las calizas, cuarcitas y cuarzos, todos ellos localizados en un radio de 5 km. En la zona de Alicante, destaca el Abric del Pastor (Alcoi), situado en una zona rica en silicificaciones, donde las formaciones del Ilerdiense y en menor medida del Cretácico superior, permiten que el 90% del material arqueológico sea sílex de origen local, siendo el mayoritario una variedad silíceas que se localiza a unos 10 km de distancia (Ilerdiense). Otras variedades silíceas, no tan destacadas en el registro lítico se localizan a unas distancias que en ningún caso sobrepasan los 17 km del yacimiento (Galván *et al.*, 2008; Molina, *et al.*, 2010). Lo mismo sucede al yacimiento de El Salt (Alcoi), a poca distancia del Abric del Pastor, donde la abundancia silícea provoca desplazamientos cortos a las zonas de aprovisionamiento (Molina *et al.*, 2014; Garralda *et al.*, 2014) **(ver figura 8.3)**.

Para la región de **Murcia** destacan, por un lado, los yacimientos al aire libre situados en el altiplano de Yecla, donde el sílex es la única materia prima documentada y ésta tiene un origen local (López, 1993-1994). Por otro, los yacimientos en cueva o abrigos como Cueva Pernerás (Lorca), Cueva de los Aviones (Cartagena), Cueva Antón (Mula) y Sima de las Palomas (Torre Pacheco), donde el sílex no es el material mayoritario, pero sí el que se utiliza para el utillaje más elaborado; y el Abrigo Grande del Cerro Negro (Lorca), donde el sílex es el material mayoritario y de origen local (Zilhão y Villaverde, 2008). En el caso de Cueva Pernerás y Cueva de los Aviones presentan sistemas de captación similares. En ambos predomina el cuarzo como materia prima local, mientras que el sílex tendría un origen lejano, en la Sierra Espuña a 40 km de distancia (Montes, 1987). Similar sería Cueva Antón, con una captación local de los depósitos aluviales de las calizas como primera fuente de materia prima (Zilhão y Villaverde, 2008). Por el contrario la Sima de las Palomas presenta una variedad de materias primas por igual (sílex, cuarzo, calizas y cuarcitas), donde el sílex de buena calidad provendría de una distancia de 20 km (Walker, 2001) **(ver figura 8.3)**.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

Por tanto, el modelo de aprovisionamiento documentado en el Levante peninsular no es muy parecido al del Abric Romaní. Por un lado, para una serie de yacimientos la captación mayoritaria se realiza en un radio menor a los 10 km (yacimientos de la provincia de Alicante), que cuadraría dentro del radio de forrajeo observado en cazadores-recolectores actuales establecido por Binford (1980; 2001). Por otro, se describen asentamientos correspondientes a ocupaciones esporádicas en los que la captación de materias primas responde a otras necesidades, generalmente de tipo inmediato. En estos casos el material utilizado será el que tengan en el lugar, indistintamente de si es sílex o no (por ejemplo los yacimientos al aire libre del altiplano de Yecla). Por último, asentamientos con ocupaciones más prolongadas donde la captación también es local, utilizando indistintamente un tipo u otro de materia prima como uso cotidiano, a excepción de la confección de material más elaborado que si requiere de materias primas de mejor calidad (Cueva Pernerías, Cueva de los Aviones y Sima de las Palomas). Característica similar a la captación documentada en los yacimientos del sur de Francia para la elaboración de artefactos de tipo Quina.

En definitiva, después de hacer un repaso de los principales yacimientos del Paleolítico medio del sur de Europa, la dinámica general observada es que la captación de materias primas generalmente muestra una alta dependencia a los suministros locales. No obstante, hay excepciones a esta tendencia, como serían algunos yacimientos de la zona Vasco-Cantábrica (Axor, Amalda) y en menor medida de la Liguria (Riparo Mochi y Riparo Bombini) y el Languedoc-Rousillon en Francia, que presenta sistemas de aprovisionamiento similares a algunos yacimientos del Paleolítico medio de la Europa central (Féblot-Augustins, 1993; 1999a; 1999b). Ésta misma dinámica es la que documentamos en los niveles M, Oa y P del Abric Romaní, con una captación de tipo regional, en un radio sobre los 15 km (SMT), con movilizaciones esporádicas (niv. M y Oa) y no tan esporádicas (niv. P) a zonas de aprovisionamiento más lejanas a unos 25 km de distancia (PAN).

Fuera de este ámbito, si repasamos algunos yacimientos del centro de Europa, parece que el sistema de aprovisionamiento no varía significativamente a los del sur de Europa, a excepción de la captación de largas distancias, que no tratamos en el presente estudio, en el que en el sur de Europa está poco documentada y no excede de los 100 km, y que en el centro de Europa está muy bien documentado, con transportes de distancias mayores a los 100 km, llegando incluso a los 200 y 300 km (Féblot -Augustins, 1993; 1999a; 1999b).

Unos ejemplos de captación similar a los del Abric Romaní, son los casos de la cueva de Kulna, cueva de Zowelen y cueva de Scladina. La primera localizada en Moravia, en la República Checa,

en la que entre el 80 y 90% del material proviene de unas distancias entre 5 y 20 km. En el caso de la cueva Zowlen, situada en el centro de Polonia, se documenta que en los niveles del estadio isotópico 3, hasta el 70% del material tiene un origen superior a los 20 km (Féblot-Augustins, 1993; 1999a; 1999b). La cueva de Scladina, en Bélgica, presenta uno de los subtipos de sílex, muy abundante en el registro arqueológico, que se localiza a una distancia de 30 km (Di Modica, 2010).

Como afirma Féblot-Augustins (1999a; 1999b), a pesar de haber una continuidad en el tipo de captación durante todo el Paleolítico medio, durante el estadio isotópico 3 (MIS 3), parece evidenciarse un cierto cambio, y pese a que la mayoría de la materia prima se sigue captando en un radio de 5 a 6 km en el Sur de Europa, el radio de forrajeo para los neandertales se extiende hasta los 15-20 km, y la captación en un radio mayor a los 20 km aumenta, siendo por ejemplo de hasta casi el 7% del material en la cuenca de Aquitania y de hasta un 8% en la cuenca del Tarn el material captado más allá de los 20 km de distancia. Este nuevo radio de forrajeo establecido por Féblot-Augustins (1999a; 1999b) para el MIS 3 iría más acorde con las rutas de movilidad establecidas para los niveles M, Oa y P del Abric Romaní, situando el radio de forrajeo sobre los 15 km, donde se localiza la mayor abundancia silícea (SMT).

Como apunta Picin (2014) en su Tesis Doctoral, el tiempo que se tarda caminando para llegar a las áreas de aprovisionamiento del Abric Romaní, sería de siete horas para las silicificaciones de la Panadella (PAN) y cuatro horas para las de SMT. Esto quiere decir que ida y vuelta a PAN serían unas 14 horas y ocho a SMT, por lo que sería viable establecer dentro del radio de forrajeo los afloramientos de SMT, ya que en un día podría producirse la ida-vuelta. Si además tenemos en cuenta las características anatómicas de los neandertales frente a las de los humanos anatómicamente modernos, muy probablemente pudieran recorrer esas mismas distancias en un tiempo aún menor (Raichlen *et al.*, 2011; Higgins y Ruff, 2011; Wall-Scheffler, 2012). Por el contrario, la captación a PAN, pudiera enmarcarse dentro de otros propósitos, como el cambio de campamento base, eventos de partidas de caza, o simplemente, puntuales incursiones de más de un día.

Tanto en el nivel M como en el Oa, la relativa baja presencia del tipo silíceo PAN, plantea que su captación pueda responder a esporádicas incursiones o al aprovechamiento de las rutas de movilidad de un campamento a otro. Por el contrario, en el nivel P, en el que este material representa el 35% del total, planteamos que su aprovisionamiento responda a un aumento del radio de forrajeo, que pasaría de 15 km a los 24 km del sílex tipo PAN.

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

En definitiva, la escala de movilidad regional es la planteada en la presente Tesis Doctoral como modelo de forrajeo utilizado por los neandertales que ocuparon el Abric Romaní en los niveles M, Oa y P, para la captación de los recursos líticos.

9. CONCLUSIONES

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

- Las prospecciones geológicas en busca de silicificaciones en un radio de unos 30 km del Abric Romaní y su caracterización petrográfica, ha determinado la existencia de **11 tipos de silicificaciones** adscritas a litofacies propias de ambientes marinos y continentales, de los que sólo ocho tienen representación en el registro arqueológico, definidas de la siguiente manera:
 - Sílex de la facies **MUSCHELKALK (MUSCH)**. Asociado a depósitos carbonatados del triásico (Muschelkalk inferior y superior) como producto de reemplazamiento de calizas marinas.
 - Sílex de **MEDIONA (MED)**. Asociado a depósitos de origen edáfico del techo del Paleoceno. Lo consideramos como una silcreta.
 - Sílex de la **SERRA (SER)**. Asociado a depósitos de ambientes lacustres y evaporíticos de la base del Eoceno, como producto de reemplazamiento de calizas lagunares y margas yesíferas.
 - Sílex de **CAL SALVET (SAL)**. Asociado a depósitos de ambientes evaporíticos del Eoceno, como producto de reemplazamiento de dolomías con yesos y yesos nodulares.
 - Sílex de **CA L'ALEMANY (ALE)**. Asociado a depósitos lacustres de edad Bartonense, como reemplazamiento de calizas micríticas lacustres con relictos evaporíticos.
 - Sílex de **CAL CALAF (CAL)**. Asociado a depósitos de ambientes marginales de medios lacustres evaporíticos de edad Priabonense, como reemplazamiento de margas yesíferas.
 - Sílex de **FILLOL (FILL)**. Asociado a depósitos de depocentro de lagos salinos poco profundos de edad Priabonense, como reemplazamiento de yesos masivos secundarios alabastrinos.
 - Sílex de **CAL PERDUT (PER)**. Asociado a depósitos de ambientes marginales de medios lacustres evaporíticos de edad Priabonense, como reemplazamiento de margas yesíferas.
 - Sílex de **MAS DE TOUS (MDT)**. Asociado a depósitos de ambientes marginales de medios lacustres evaporíticos de edad Priabonense, como reemplazamiento de lutitas verdes.
 - Sílex de la **GUINARDERA (GUIN)**. Asociado a depósitos de ambientes de zonas marginales de medios lacustres evaporíticos de edad Priabonense, como reemplazamiento de lutitas rojas y calcarenitas.
 - Sílex de la **PANADELLA (PAN)**. Asociado a depósitos del Sistema lacustre de la Segarra (Oligoceno), como reemplazamiento de calizas lacustres.

- Como la finalidad del presente estudio es establecer las áreas de aprovisionamiento, hemos creído conveniente unificar las silicificaciones según el lugar de procedencia, por lo que las áreas de captación final se han reducido a cinco: sílex de la facies **MUSCHELKALK**, sílex de **MEDIONA**, sílex de la **SERRA**, sílex de **ST. MARTÍ DE TOUS** y sílex de la **PANADELLA**, de los cuales sólo cuatro han tenido representación arqueológica en los niveles estudiados (M, Oa y P): sílex de la facies **MUSCHELKALK**, sílex de la **SERRA**, sílex de **ST. MARTÍ de TOUS** y sílex de la **PANADELLA**.
- Establecemos que el tipo de captación se da en las zonas de abundancia regional. El material que aflora en un radio menor a los 10 km, en casi todos los casos está infrarrepresentado en el registro arqueológico, y la poca representación de las calizas, cuarzos y otras rocas en el mismo, nos lleva a plantear una captación regional en las zonas de abundancia silíceas. La aparición de las litologías asociadas a una captación local, podría responder a momentos de más larga ocupación del yacimiento, cuando el material silíceo aportado escasease y necesitasen dotarse de nuevo material para confeccionar las herramientas.
- Para los tres niveles estudiados (M, Oa y P), el tipo silíceo más representado en el registro arqueológico es el SMT que se sitúa a una media de 15 km de distancia del Abric Romaní. La ruta de movilidad es unidireccional NW-SE, dejando de lado otras posibles rutas como la E-W, debido a la ausencia en el registro arqueológico de los tipos silíceos ALE y SAL, o a las pocas evidencias de frecuentación del eje S-SW por la poca presencia de los sílex tipo MUSCH y SER, que nos marcaría una posible dirección hacia el mar. Por niveles tenemos:
 - El tipo de aprovisionamiento durante la ocupación del **nivel M**, es en las zonas de abundancia regional, y se capta el sílex como materia prima dominante. El tipo silíceo más representado se localiza en la zona de St. Martí de Tous, a unos 15 km en línea recta del yacimiento. La ruta de abastecimiento marca una clara direccionalidad: NW-SE. No obstante, en momentos puntuales captarían material local, asociado a materiales de menor calidad para la talla como son las calizas, cuarzos y otras rocas.
 - El **nivel Oa** presenta un sistema de aprovisionamiento lítico igual que en el nivel M; predominio del sílex captado en las zonas de abundancia regional, en el que la variedad más representada es SMT, seguido del tipo PAN, que atestiguan la captación en un radio de 10 a 30 km, como consecuencia de unos patrones de movilidad específicos

Procedencia del aprovisionamiento lítico durante el Paleolítico medio en el Abric Romaní

que no responden a aspectos de proximidad, sino al de la abundancia en una zona acotada y, por tanto, de fácil acceso (SMT), y al de la calidad de la materia prima o a patrones de movilidad específicos (PAN). La principal ruta de abastecimiento del material lítico sería, por tanto, la NW-SE.

- El **nivel P** es un tanto diverso al resto de niveles. El aprovisionamiento sigue siendo en la zona de abundancia regional y el sílex tipo SMT, pero por primera vez el tipo sílex de PAN presenta unos valores muy altos (35%). Observando los datos del aporte esperado, el sílex de SMT está ligeramente infrarrepresentado por primera vez en los tres niveles, mientras que el sílex tipo PAN está sobrerrepresentado. Probablemente, el hecho del aumento del sílex tipo PAN provoca que el sílex tipo SMT disminuya, y no esté sobrerrepresentado sino a la inversa. Éste aspecto refuerza la hipótesis de unos patrones de movilidad en dirección NW-SE y una intencionalidad en la búsqueda de materia prima de buena calidad, ya sea por motivos tecnológicos o de cualquier otro tipo.

- Los registros europeos más parecidos al Abric Romaní son Axlör (Dima, Bizkaia) y Amalda (Zestoa, Gipuzkoa) en la Península Ibérica, donde el sílex mayoritariamente proviene de unas distancias de 15 a 30 km, y los yacimientos de centro Europa de Kulna (República Checa), Zowelen (Polonia) y Scladina (Bélgica) con una captación silíceo en un radio entre 5 y 20 km para Kulna y Zowelen, siendo incluso superior a los 20 km en los niveles de MIS 3 de Zowelen, y de 30 km para Scladina. En menor medida se asemejaría a los yacimientos del valle del Tarn (Midi-Pyrenees, Francia), en los que el sílex proviene de los talleres de Verdrie, a unos 20 km de la zona, y el yacimiento de las Fuentes de San Cristóbal (Veracruz, Huesca), donde la captación de las silicificaciones se realizaría a unos 10 km de distancia, y el resto de material tendría un origen local, en los depósitos aluviales del entorno inmediato.
- Comparando con el registro europeo del Paleolítico medio se observa una tendencia o un cambio en las dinámicas de aprovisionamientos durante el MIS 3, en los que a pesar de haber un predominio en la captación local (5-6 km), hay un aumento en el radio de forrajeo siendo el de captación intermedia mucho más habitual (15-20 km) y aumentado la captación en radios superiores a los 20 km.
- En definitiva, establecemos como modelo de aprovisionamiento para los niveles estudiados del Abric Romaní (M, Oa y P), la captación regional en el que el radio de

forrajeo se establece sobre los 15 km, donde se localizan las mayores concentraciones de silicificaciones en el territorio con los afloramientos de St. Martí de Tous (SMT), llegando en ocasiones a aumentar hasta casi los 25 km con la captación del sílex de la Panadella (PAN).

- Como perspectivas de futuro haría falta trabajar en el significado de la corticalidad en la procedencia de los conjuntos líticos, así como un mayor muestreo de las silicificaciones de los conglomerados de la Guixera y de sus coluviones para poder acabar de verificar, lo que la cartografía y los análisis petrográficos realizados hasta el momento nos indican.
- Otro aspecto a trabajar sería incluir el estudio tecnológico en profundidad de los registros presentados, con la intención de conocer mejor las estrategias de explotación territorial y los patrones de asentamiento. Además del uso diferencial de la materia prima en función de sus cualidades técnicas.

10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

UNIVERSITAT ROVIRA I VIRGILI

PROCEDENCIA DEL APROVISIONAMIENTO LÍTICO DURANTE EL PALEOLÍTICO MEDIO EN EL YACIMIENTO DEL ABRIC ROMANÍ
(CAPELLADES, BARCELONA). NIVELES M, OA Y P

Bruno Gómez de Soler

A

ALCONCHEL, S. (2013). El papel de la caliza en el nivel M del Abric Romaní. Tesis de Máster. Inédita. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 184 p.

ALLUÉ, E. (2002). Preliminary issues regarding the taphonomic study of archaeological charcoal upon the record from the Abric Romaní (Capellades, España). En: RENZI de, M., PARDO, M. V., BELINCHÓN, M., PEÑALVER, E., MONTOYA, P., MÁRQUEZ-ALIAGA, A. (Ed). *Current topics on taphonomy and fossilization*. Valencia, Ajuntament de Valencia. Col·lecció Encontres, pp. 447-452.

ALLUÉ, E., EUBA, I., SOLÉ, A. (2009). Charcoal Taphonomy: The Study of the Cell Structure and Surface Deformations of *Pinus sylvestris* type for the Understanding of Formation Processes of Archaeological Charcoal Assemblages. *Journal of Taphonomy*, **7** (2-3), pp. 57-73.

ALONSO-ZARZA, A.-M. (2010). Petrología sedimentaria. Notas de Teoría. 10. Las rocas silíceas. *Reduca (Geología). Serie Petrología Sedimentaria*. **2** (3), pp. 113-116.

ALONSO-ZARZA, A.-M., ARMENTEROS, I., BRAGA, J.-C., MUÑOZ, A., PUJALTE, V., RAMOS, E. (Coordinadores), AGUIRRE, J., ALONSO-GAVILÁN, G., ARENAS, C., BACETA, J.-I., CARBALLEIRA, J., CALVO, J.-P., CORROCHANDO, A., FORNÓS, J., J., GONZÁLEZ, A., LUZÓN, A., MARTÍN, J.-M., PARDO, G., PAYORS, A., PÉREZ, A., POMAR, L., RODÍGUEZ, J.-M. Y VILLENA, J. (2002). Tertiary. In: GIBBONS, W., MORENO, T (Eds.). The Geology of Spain. The Geological Society, London, pp. 293-334.

ANADÓN, P. (1978). El Paleógeno inferior anterior a la trasgresión "biarritziense" (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Provincias de Tarragona y Barcelona). *Estudios Geológicos*, **34**. Resumen Tesis Doctoral Universitat de Barcelona. Barcelona, pp. 431-440.

ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P., SUGRAÑES, L. (1979). Evolución tecnoestratigráfica de los Catalánides. *Acta Geológica Hispánica*, **14**, pp. 242-270.

ANADÓN, P. y MARZO, M. (1986). Sistemas deposicionales eocenos del margen oriental de la Cuenca del Ebro: Sector Igualada-Montserrat. En: ANADÓN, P. y CABRERA, L. (Ed.). *XI Congreso Español de Sedimentología*. Barcelona. Excursión nº4.

ANADÓN, P., CABRERA, L., COLLDEFORN, B., SÁEZ, A. (1989). Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geológica Hispánica*, nº24, pp. 205-230.

ARBEY, F. (1980). Les formes de la sílice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 4, pp. 309-365.

AUBRY, M. P. (1975). Recherches sur la nannopetrographie des roches siliceuses. *Bulletin trimestriel de la Société Géologique de Normandie et des amis du Muséum du Havre* LXII (2), pp. 9-50.

B

BALDEÓN, A. (1993). El yacimiento de Lezetxiki (Gipuzkoa, País Vasco). Los niveles musterienses. *Munibe*, 45, pp. 3-97.

BARGALLÓ, A. (2014). Anàlisi tecnològica del assentament neandertals del nivell O de l'Abric Romaní (Barcelona, Espanya). Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 308 p.

BARGALLÓ, A., CHACÓN, M.-G., GÓMEZ DE SOLER, B., SOTO, M. (2014). The role of the limestone in the Middle Palaeolithic technological behaviours through the refitting and the spatial patterning analysis: the level O of the Abric Romaní site (Capellades, Barcelona, Spain). *Debating Spatial Archaeology. Proceedings of the International Workshop of Landscape and Spatial Analysis in Archaeology*. Santander, pp.113-130.

BARTROLÍ, R., CEBRIÀ, A., MURO, I., RIU-BARRERA, E., VAQUERO, M. (1995). A frec de ciència. L'Atles d'Amador Romaní i Guerra. Ajuntament de Capellades. Capellades, 232 p.

BASTIDA, F. (2005). Geología. Una visión moderna de las Ciencias de la Tierra. Vol. I. Ediciones Trea, S. L. Gijón, 974 p.

BATHURST, R.-G.-C. (1987): Diagenetically enhanced bedding in argillaceous platform limestones: stratified cementation and selective compaction. *Sedimentology*, 34, pp. 749-778.

BERKYOVÁ, S. y MUNNECKE, A. 2010. "Calcspheres" as a source of lime mud and peloids – evidence from the early Middle Devonian of the Prague Basin, the Czech Republic. *Bulletin of Geosciences* **85**(4), 585–602.

BERMÚDEZ DE CASTRO, J.-M. Y SÁNEZ DE BURUAGA, A. (1997). Étude Préliminaire du site Pléistocène Supérieur à hominidé d'Arrillor (Pays Basque, Espagne). *L'Anthropologie*, **103**, 4, pp. 633-639.

BICHO, N. (2004). The Middle Paleolithic occupation of southern Portugal. In: CONARD, N. (ed.). Settlement Dynamics of the Middle Paleolithic and Middle Stone Age. Vol II. Tübingen, Kerns Verlag, pp. 513-531

BIGNOT, G. (1988). Los microfósiles. Madrid, Paraninfo, p. 284.

BINFORD, L.-R. (1979). Organization and formation processes: looking at curated technologies. *Journal of Anthropological Research*, **vol. 35** (3), pp. 255-273

BINFORD, L.-R. (1980). Willow Smoke and Dog's Tails: Hunter-Gatherer Settlement Systems and Archaeological Site Formation. *American Antiquity*, **Vol. 45** (1), pp. 4-20.

BINFORD, L.-R. (1982). The Archaeology of place. *Journal of Anthropological Archaeology*, **vol. 1** (1), pp. 5-31.

BINFORD, L.-R. (2001). Constructing Frames of Reference: An analytical Method for Archaeological Theory Building Using Ethnographic and Environmental Data Sets. Berkley, 563 p.

BISCHOFF, J.-L.; JULIÀ, R., MORA, R. (1988). Uranium-series dating of the Mousterian occupation at Abric Romaní, Spain. *Nature*, **332**, pp. 68-70.

BISCHOFF, J.-L.; LUDWIG, K., GARCÍA, J.-F., CARBONELL, E., VAQUERO, M., STFFORD, T.W., JULL, A.J.T. (1994). Dating of the Basal Aurignacian Sandwich at Abric Romaní (Catalunya, Spain) by radiocarbon and Uranium-Series. *Journal of Archaeological Science*, **21**, pp. 541-551.

BOËDA, É. (1993) Le débitage discoïde et le débitage levallois recurrent centrépète. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* **90** (6), pp. 392-404.

BOËDA, É. (1994) Le concept Levallois: variabilité des méthodes. CNRS Éditions, Paris, 280 p.

- BOËDA, E. (1995). Levallois: A volumetric construction, methods, a technique. In: DIBBLE, H.-L. y BAR-YOSEF, O. (Eds.). The Definition and interpretation of Levallois technology. *Monographs in World Archaeology*. Prehistory Press, Madison, Wisconsin, pp 41-68.
- BOFARULL, J. (1997). Estudi d'un teconcomplex del Paleolític Mitjà. La industria del nivell E de l'Abri Romaní (Capellades, Anoia). Tesis de Licenciatura. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 114 p.
- BORDES, F. y SONNEVILLE-BORDES, D. (1954). Présence probable de jaspe de Fontmaure dans l'Aurignacien V de Laugerie-Haute. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* I (1-2), pp. 67-68.
- BOULE, M. (1892). "Note sur le remplissage des cavernes. *L'Anthropologie* III, pp. 21-24.
- BRANNAN, J.-A. (1992). On modeling resource transport costs: suggested refinements. *Current Anthropology* 33 (1), pp. 56-60.
- BRANTINGHAM, P.-J. (2003). A Neutral Model of Stone Raw Material Procurement. *American Antiquity*. 68 (3): 487-509.
- BRESSY, C. (2003). Caractérisation et gestion du silex des sites Mésolithiques et Néolithiques du nord-ouest de l'arc alpin. Un approche pétrographique et géochimique. *BAR International Series*, 1114, Oxford, 243 p.
- BROOKS, I. (1989). The viability of micropaleontology to the sourcing of flint. Department of Archaeology and Prehistory, Unpublished PhD dissertation. London: University of Sheffield.
- BROWNE, C.-L. Y WILSON, L. (2011). Resource selection of lithic raw materials in the Middle Palaeolithic in southern France. *Journal of Human Evolution*, 61, pp. 597-608.
- BURJACHS, F. y JULIÀ, R. (1994). Abrupt Climatic Changes during the Last Glaciation Based on pollen Analysis of the Abri Romaní, Catalonia, Spain. *Quaternary Research*, nº42, pp. 308-315.
- BURJACHS, F. y JULIÀ, R. (1996). Palaeoenvironmental Evolution during the Middle-Upper Palaeolithic Transition in the NE of the Iberian Peninsula. In: CARBONELL, E., VAQUERO, M. (Eds.). *The Last Neandertals and The First Anatomically Modern Humans. Cultural, Change and Human Evolution: The Crisis at 40 KA BP*. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, pp. 377-383.

BURJACHS, F., LÓPEZ-GARCÍA, J.-M., ALLUÉ, E., BLAIN, H.-A., RIVALS, F., BENNÀSAR, M.-LL., EXPÓSITO, I. (2012). Palaeoecology of Neanderthals during Dansgaard-Oeschger cycles in northeastern Iberia (Abric Romaní): From regional to global scale. *Quaternary International*, **247**, pp. 26-37.

BURKE, A. (2006). Neanderthal settlement patterns in Crimea: A landscape approach. *Journal of Anthropological Archaeology*, **25**, pp. 510-523.

BUSH, P.R. (1975). The use of trace elements in the archaeological classification of cherts. *Stratigraphy*, **3**, pp.47-54.

BUSTILLO, M.-A. (1976). Texturas de rocas síliceas inorgánicas en ambiente continental y significado genético. *Estudios geológicos*, **32**, pp. 371-383.

BUSTILLO, M.-A. (1980). Diagénesis de sílex. *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas. Diputación Provincial, Universidad de Barcelona*, **34**, pp 237-248.

BUSTILLO, M.-A. (2002). Aparición y significado de la moganita en las rocas de la sílice: una revisión. *Journal of Iberian Geology*, **28**, pp. 157-166.

BUSTILLO, M.-A. (2010). *Silicification of continental carbonates*. In: ALONSO-ZARZA, A.M., TANNER, L.-H. (Eds), Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications, **62**, Elsevier, Amsterdam, pp. 153-178.

BUSTILLO, M.-A., ARRIBAS, M.-E., BUSTILLO, M. (2002). Dolomitization and silicification in low-energy lacustrine carbonates (Paleogene, Madrid Basin, Spain). *Sedimentary Geology*, **151**, pp. 107-126.

BUSTILLO, M.-A. y ALONSO-ZARZA, A.-M. (2003). Transformaciones edáficas y diagenéticas de los depósitos aluviales distales del Mioceno de la Cuenca de Madrid, Área de Paracuellos de Jarama. *Estudios Geológicos* **59**, pp. 39-52.

C

CABRERA, L. (1983). Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del S.E. de la Cuenca del Ebro. Tesis Doctoral. Inédita. Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica. Barcelona, Universitat de Barcelona, 647 p.

CÁCERES, I. (2002). Tafonomía de yacimientos antrópicos en Karts. Complejo Galería (Sierra de Atapuerca, Burgos), Vanguard Cave (Gibraltar) y Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 661 p.

CÁCERES, I., CANYELLES, J., ESTEBAN, M., GIRALT, S., GONZALEZ, F., HUGUET, R., IBAÑEZ, N., LORENZO, C., MATA, M., PINTO, A., REVILLA, A., ROSELL, J., SANTIAGO, A., SEGURA, E., VALLVERDÚ, J. y ZARAGOZA, J. (1993): Estudi d'un exemplar de *Panthera pardus* i un de *Panthera leo spelaea* localitzats a l'Abric Romaní (Capellades, Anoia) i anàlisi de la problemàtica dels carnívors en aquest jaciment. *Estrat*, **6**, pp. 31-41.

CALVET, J. y RAMÓN, X. (1987). Estratigrafía, sedimentología y diagénesis del Muschelkalk inferior de los Catalánides. *Cuadernos Geología Ibérica*, **11**, pp. 141-169.

CAMPENY, G., CARRANCHO, A., ESPINOSA, J.-A., GÓMEZ DE SOLER, B., HUGUET, R., SALADIÉ, P. (2003). Las Fuentes de San Cristóbal. Resultado de las Investigaciones en el Yacimiento del Paleolítico Medio en el Pirineo Aragonés. *Actas del 1er Congreso Peninsular de Estudiantes de Prehistoria*. Tarragona, pp. 129-135.

CANUDO, J.-I (2002) Algas calcáreas. En MOLINA, E. (ed.) Micropaleontología. Colecciones Textos Docentes, Zaragoza, pp. 365-389.

CARBONELL, E. (1992). Abric Romaní Nivell H. Un model d'estratègia ocupacional al Plesitocè Superior mediterrani. *Estrat*, **nº5**, pp. 157-308 (Coord.).

CARBONELL, E. (2002). Abric Romaní Nivell I. Models d'ocupació de curta durada de fa 46.000 anys a la Cinglera del Capelló (Capellades, Anoia, Barcelona). Grup de Recerca d'Autoecologia Humana del Quaternari. Universitat Rovira i Virgili, p. 323 (Coord.)

CARBONELL, E. (2012). High Resolution Archaeology and Neanderthal Behavior. Time and Space in Level J of Abric Romaní (Capellades, Spain). *Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology Book Series*. Springer, 410 p. (Ed.).

CARBONELL, E., GUILBAUD, M. y MORA, R. (1983). "Utilización de la lógica analítica para el estudio de tecno-complejos de cantos tallados", *Cahier noir*, **1**, pp. 3-64.

CARBONELL, E. y MORA, R. (1986): El sistema lògic-analític i la teoria del "transfer" en l'estudi dels complexos lítics. *Societat Catalana d'Arqueologia*. Dossier **III**. Barcelona.

CARBONELL, E. y CASTRO-CUREL, Z. (1992): Palaeolithic wooden artefacts from the Abric Romaní (Capellades, Barcelona, Spain). *Journal of Archaeological Science* **19** (6), pp. 707-719.

CARBONELL, E., MOSQUERA, M., OLLÉ, A., RODRÍGUEZ, X.-P., SALA, R., VAQUERO, M. y VERGÈS, J.M. (1992). "New elements of the Logical analytic System", *Cahier noir*, **6**, pp. 3-61.

CARBONELL, E., GIRALT, S., VAQUERO, M. (1994). Abric Romaní (Capellades, Barcelona, Espagne): une importante séquence anthropisée du Pléistocène Supérieur. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **91** (1), pp. 47-55.

CARBONELL, E. y VAQUERO, M. (1996). The Last Neandertals and The First Anatomically Modern Humans. Cultural, Change and Human Evolution: The Crisis at 40 KA BP. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 446 p. (Eds.).

CARBONELL, E., CEBRIÀ, ALLUÉ, E., CÁCERES, I., CASTRO, Z., DÍAZ, R., ESTEBAN, M., PASTÓ, I., OLLÉ, A., RODRÍGUEZ, X.-P., ROSELL, J., SALA, R., VALLVERDÚ, J., VAQUERO, M., VERGÈS, J.-M. (1996). Behavioural and organizacional complexity in the Middle Palaeolithic from the Abric Romaní. En: CARBONELL, E., VAQUERO, M. (Eds.). The Last Neandertals and The First Anatomically Modern Humans. Cultural, Change and Human Evolution: The Crisis at 40 KA BP. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, pp. 385-434.

CARBONELL, E. y ROSELL, J. (2001). Neanderthales y resocialización: complejidad en las ocupaciones humanas del Abric Romaní (Capellades, Barcelona). *Zephyrus*, **53-54**, pp. 143-152.

CARBONELL, E., LORENZO, C., VALLVERDÚ, J. (2012). Centralidad espacial y operativa de los neandertales. Análisis espacial diacrónico de las estructuras de combustión en el Abric Romaní (Anoia, Capellades, Barcelona). En BAQUEDANO, E (Ed.). El Universo Neanderthal I. Fundación Duques de Soria. Madrid, pp. 197-220.

CARRIÓN, E., BAENA, J., CONDE, C. (1998). Aprovisionamiento de materias primas en el Paleolítico medio de Cantabria. *Rubricatum*, **2**, pp. 89-96.

CARRIÓN, E., BAENA, J., CONDE, C., CUARTERO, F., ROCA, M. (2008). Variabilidad tecnológica en el musteriense de Cantabria. *Treballs d'Arqueologia*, **14**, pp. 279-318.

CASTRO-CUREL, Z. y CARBONELL, E. (1995). Wood Pseudomorphs From Level I at Abric Romaní, Barcelona, Spain. *Journal of Field Archaeology*, **22**, pp. 376-384.

CAYEUX, L. (1929). Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Imprimerie Nationale, Paris, 696 p.

CHACÓN, M. -G., FERNÁNDEZ-LASO, M. -C., GARCÍA-ANTÓN, M. -D., ALLUÉ, E. (2007). Level K and I from Abric Romaní (Barcelona, Spain): procurement resources and territory management in short occupations during the Middle Palaeolithic. In Raw Materials Supply Areas and Food Supply Areas. Edited by M. H Moncel, A. M. Moigne, M. Arzarello y C. Peretto. *BAR International Series 1725*, pp. 187-197.

CHACÓN, M.-G. (2009). El Paleolítico medio en el suroeste europeo: Abric Romaní (Capellades, Barcelona, España), Payre (Rompón, Ardèche, Francia) y Tournal (Bize, Aude, Francia). Análisis comparativo de los conjuntos líticos y los comportamientos humanos. Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 607 p.

CHACÓN, M.-G., BARGALLÓ, A., GÓMEZ DE SOLER, B., PICIN, A., VAQUERO, M., CARBONELL, E. (2013). Continuity Or Discontinuity Of Neanderthal technological Behaviours During Mis 3: Level M And Level O of The Abric Romaní Site (Capellades, Spain). In Pleistocene foragers on the Iberian Peninsula: their cultures and environment. Festschrift in honour of Gerd-Christian Wenger for his sixtieth birthday. Edited by Andreas Pastoors y Bärbel Auffermann. *Wissenschaftliche Schriften des Neanderthal Museums 7*. Mettmann, pp. 55-84.

CHACÓN, M.-G., FERNÁNDEZ-LASO, M.-C., RIVALS, F. (2014). Comportements des populations néandertaliennes pendant le MIS 3 à l'Abric Romaní : les niveaux K, L et M. Variabilité ou continuité? In Transitions, ruptures et continuité en Préhistoire. Edited by J. JAUBERT, N. FOURMENT et P. DEPAEPE. *XXVIIe congrès préhistorique de France – Bordeaux-Les Eyzies*, pp. 207-228.

CHOQUETTE, P.-W. y PRAY, L. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54**, pp. 207-250.

COLLDEFONS, B., ANADÓN, P., CABRERA, L. (1994a). Litoestratigrafía del Eoceno superior-Oligoceno inferior de la zona oriental de la Cuenca del Ebro. Sector Igualada-Santa Coloma de Queralt. *Geogaceta*, **15**, pp. 55-58.

COLLDEFONS, B., ANADÓN, P., CABRERA, L. (1994b). Nuevos datos sobre la litoestratigrafía del Eoceno-Oligoceno inferior de la zona suroriental de la Cuenca del Ebro (Sector de Pontils-Montblanc, provincias de Tarragona y Barcelona). *Geogaceta*, **nº16**, pp. 98-101.

COLLINSON, J., MOUNTNEY, N., THOMPSON, D. (2006). Sedimentary Structures. Third edition. Terra Publishing. Harpenden, 292 p.

COMBES, J.-L. (1888). Les mondes disparus, géologie, paléontologie et ancienneté de l'homme dans le département de Lot-et-Garonne. Agen, Imprimerie V. Lenthéric, 185 p.

COULONGES, L. y SONNEVILLE-BORDES, D. (1953). Le Paléolithique du Plateau Cabrol a Saint-sur-Lemance (Lot-et-Garonne). *Bulletin de la Société Préhistorique Française* **50** (5-6), pp. 333-337.

D

DAS, H.-A. (1975). Application of chemical analysis in the classification of archaeological silicate samples. *Staringia*, pp. 36-46.

DAVIES, P.-J., BUBELA, B., FERGUSON, J. (1978). The formation of ooids. *Sedimentology*, **25** (5), pp. 703-730.

DE BRUIN, M., KORTHOVEN, P.-J.-M., BAKELS, C.-C., GROEN, F.-C., (1972). The use of non-destructive analysis and pattern recognition in the study of flint artefacts. *Archaeometry*, **14** (1), pp. 55-63.

DE CHÍA, M. (1880). Estación Prehistórica de Caldas de Malavella. *Revista de Ciencias Históricas*. Gerona.

DE LA TORRE, I., MARTÍNEZ, J., MORA, R. (2013). Change and Stasis in the Iberian Middle Paleolithic. Considerations on the Significance of Mousterian Technological Variability. *Current Anthropology*, **54**, pp. 320-336.

DEGUILLAUME, S. (1987). Analyse palynologique du sommet du remplissage de l'Abri Romani (Catalogne, Espagne). Mémoire de D.E.A. Museum National d'Histoire Naturelle.

DE LA TORRE, I., MARTÍNEZ-MORENO, J., MORA, R. (2013). Change and Stasis in the Iberian Middle Paleolithic. Considerations on the Significance of Mousterian Technological Variability. *Current Anthropology*, **54**, pp. 320-336.

DEMARS, P.-Y. (1982a). L'utilisation du silex au Paléolithique Supérieur: choix, approvisionnement, circulation. L'exemple du Bassin de Brive. *Cahiers du Quaternaire*, **5**. C.N.R.S. París, 256 p.

DEMARS, P.-Y. (1982b). Origen proche ou lointain des silex au Paléolithique Supérieur. Une réponse à Annie Masson. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **79** (9), pp. 266-267.

DIBBLE, H.-L. (1995). Raw Material Availability, Intensity of Utilization, and Middle Paleolithic Assemblages Variability. In : DIBBLE, H.-L y LENOIRE, M. (Eds.), The Middle Paleolithic site of Combe-Capelle Bas (France). University of Pennsylvania. University Museum Monograph 91. Philadelphia, pp. 289-316.

DIBBLE, H.-L., BERNARD, F., GOLDBERG, S.-P., MENTZER, S., NIVEN, L., RICHTER, D., SANDGATHE, D., THÉRY-PARISOT, I., TURQ, A. (2009). A Preliminary Report on Pech de l'Azé IV, Layer 8 (Middle Paleolithic, France). *PaleoAnthropology*, pp. 182-219.

DI MODICA, K. (2010). Les productions lithiques du Paléolithique Moyen de Belgique: Variabilité des systèmes d'acquisition et des technologies en réponse à une mosaïque d'environnements contrastés Tesis Doctoral. Inédita. Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, 788p.

DOCE, R. y ALCOBÉ, X. (1997). Crystallinity index of some cherts from Ulldemolins complex and Montblanc Formation (Tarragona, Spain). Siliceous Rocks and Culture. RAMOS, A. y BUSTILLO, M.-A., Universidad de Granada, pp. 111-116.

DOTT, R.-H. (1964). Wacke Graywacke and matrix - What Approach to Immature Sandstone Classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**, pp. 625-632.

DUKE, C. y STEELE, J. (2010). Geology and lithic procurement in Upper Palaeolithic Europe: a weights-of-evidence based GIS model of lithic resource potential. *Journal of Archaeological Science* **37**, pp. 813-824.

DUNHAM, R.-J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In HAM, W.-E (Ed). Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, Oklahoma, pp. 108-121.

E

EIXEA, A., VILLAVERDE, V., ZILHÃO, J. (2011). Aproximación al aprovisionamiento de materias primas líticas en el yacimiento del Paleolítico medio del Abrigo de la Quebrada (Chelva, Valencia). *Trabajos de Prehistoria*, nº68, pp. 65-78.

EIXEA, A., ROLDÁN, C., VILLAVERDE, V., ZILHÃO, J. (2014). Middle Palaeolithic flint procurement in Central Mediterranean Iberia: Implications for human mobility. *Journal of Lithic Studies*, vol.1, nr. 1, pp. 103-115

F

FAIRBRIDGE, R.-W. (1967). Phases of diagenesis an authigenesis. In LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Eds.). Diagenesis in Sediments. Elsevier, Amserdam, pp.19-89.

FAITH, J.-T. y GORDON, A.-D. (2007). Skeletal element abundances in archaeofaunal assemblages: economic utility, sample size, and assessment of carcass transport strategies. *Journal of Archaeological Science*, 34, pp. 872-882.

FÉBLOT-AUGUSTINS, J. (1993). Mobility Strategies in the Late Middle Palaeolithic of Central Europe and Western Europe: Elements of Stability and Variability. *Journal of Anthropological Archaeology*, 12, pp. 211-265.

FÉBLOT-AUGUSTINS, J. (1999a). "La mobilité des groupes paléolithiques." Bulletins et Mémoires de la Société d'anthropologie de Paris. Nouvelle Série, 11(3-4), pp. 219-260.

FÉBLOT-AUGUSTINS, J. (1999b). Raw material transport patterns and settlement systems in the European Lower and Middle Palaeolithic: continuity, change and variability. In: ROEBROEKS, W. y GAMBLE, C. (eds). The Middle Palaeolithic occupation of Europe. Leiden. Univesrity of Leiden, pp. 193-214.

FERNANDES, P. (2012). Itinéraires et transformations du silex : une pétroarchéologie refondée, application au Paléolithique moyen. École doctorale Sciences et Environnement. Tesis Doctoral. Inédita. L'Université de Bordeaux I, Bordeaux, 623 p.

FERNANDES, P., y RAYNAL, J.-P. (2006). Pétroarchéologie du silex: un retour au sources. *Comptes Rendus Palevol*, **5** (6), pp. 829-837.

FERNANDES, P., LE BOURDONNEC, F.-X., POUPEAU, G., PIBOULE, M., MONCEL, M.-H. (2007). Origins of prehistoric flints: The neocortex memory revealed by scanning electron microscopy. *Comptes Rendus Palevol*, **6**, pp. 557-568.

FERNANDES, P. RAYNAL, J.-P, MONCEL. M.-H. (2008). Middle Palaeolithic raw material gathering territories and human mobility in the southern Massif Central, France: first results from a petro-archaeological study on flint. *Journal of Archaeological Science*, **35**, pp. 2357-2370.

FERNANDES, P. y RAYNAL, J.-P. (2010). "Silex:une pétroarcheologie refondée." Silex et territoires préhistoriques. Avancées des recherches dans le Midi de la France, pp. 68-82.

FERNÁNDEZ, M. (2014). Análisis paleoecológico en relación a las ocupaciones humanas del Nivel O del Abric Romaní (Capellades, Barcelona) mediante el estudio de los micromamíferos y sus mecanismos de acumulación. Tesis de Máster. Inédita. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 175 p.

FERNÁNDEZ-LASO, M.-C. (2010). Remontajes de restos faunísticos y relaciones entre áreas domésticas en los niveles K, L y M del Abric Romaní (Capellades, Barcelona, España). Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 794 p.

FERNÁNDEZ-LASO, M.-C., CHACÓN, M.-G., GARCÍA-ANTON, M.-D. Y RIVALS, F. (2011). Territorial Mobility of Abric Romani Level M Neanderthals groups (Capellades, Barcelona, Spain). En: Conard, N. J. y Richter, J. (Eds.). Neanderthal lifeways, subsistence and technology. Heidelberg, Springer, pp. 187-202.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1912). Sobre las formas fibrosas de la sílice del Terciario castellano. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **12**, pp. 148-150.

FLORKE, O.-W., JONES, J.-B., SCHMINCKE, H.-D. (1976). A new microcrystalline silica from Gran Canaria. *Zeitschrift für Kristallographie*, **143**, pp. 156-165.

FLÜGEL, E. (2004). Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Berlin, Springer, p. 950.

FOLCH I GUILLÉN, R. (1992). Història natural dels Països Catalans. Geologia, vol 2. Fundació Enciclopèdia Catalana. Barcelona, 548 p. (Dir.).

FOLK, R.-L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **43**, pp. 1-38.

FOLK, R.-L. (1980). Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas, p. 184.

FOLK, R.-L. Y WEAVER, C.-E. (1952). A study of texture and composition of chert. *American Journal of Science*, **250**, pp. 498-510.

FOLK, R.-L y PITTMAN, J.-S (1971). Length.slow chalcedony: a new testament for vanished evaporates. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41** (4), pp. 1045-1058.

FOX, R. (1969). Professional Primitives: Hunter and Gatherers of Nuclear South Asia. *Man in India*, **49**, pp. 139-160.

G

GABUCIO, M.-J. (2007). Gestió dels recursos faunístics fa 55.000 anys BP: El Nivell O de l'Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Tesis de máste. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 171 p.

GABUCIO, M.-J. (2014). Estudi paleotemporal d'un plaimsest: anàlisi zooarqueològica i tafonòmica del nivell O de l'Abric Romaní (Capellades, Barcelona, Spain). Tesis Docotoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 329 p.

GABUCIO, M.-J., CÁCERES, I., ROSELL, J. (2012). Evaluating post-depositional processes in level O of the Abric Romaní archaeological site. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **265**, pp. 147-163.

- GABUCIO, M.-J., CÁCERES, I., RODRÍGUEZ-HIDALGO, A., ROSELL, J., SALADIÉ, P. (2014). A wildcat (*Felis silvestris*) butchered by Neanderthals in level O of the Abric Romaní site (Capellades, Barcelona, Spain). *Quaternary International*, **326-327**, pp. 307-318.
- GABUCIO, M.-J., CÁCERES, I., ROSELL, J., SALADIÉ, P., VALLVERDÚ, J. (2014). From small bone fragments to Neanderthal activity areas: The case of Level O of the Abric Romaní (Capellades, Barcelona, Spain). *Quaternary International*, **330**, pp. 36-51.
- GALLART, F. (1981). Neógeno superior y cuaternario del Penedès (Catalunya, España). *Acta Geológica Hispánica*, **16**, pp. 151-156.
- GALLART, F. (1985). Nuevos datos sobre la terminación del relleno sedimentario en las fosas meridionales de los Catalánides: Depresión de Reus-Valls y Penedès. *Acta Geológica Hispánica*, **20**, pp. 141-144.
- GALLART, F. (1991). Estudi geomorfològic de la Conca d'Òdena. *Estrat*, **3**, pp. 7-45.
- GALVÁN, B., HERNÁNDEZ C.-M., FRANCISCO, M.A.-I., MOLINA, F.-J., Y TARRIÑO, A. (2009). La producción lítica del Abric del Pastor (Alcoy, Alicante). Un ejemplo de la variabilidad musteriense. *Revista Tabona*, **17**, pp. 11-61.
- GARCÍA-ANTÓN TRASIERRA, M.-D. (1997). El origen geológico y de la alteración del sílex arqueológico del Complejo Galería subnivel GIIa (Sierra de Atapuerca, Burgos). Tesis de Licenciatura. Universitat Rovira i Virgili. Inédita. Tarragona, 175 p.
- GARCÍA-ANTÓN, M.-D. (2010). Methodological Approach to the Selection of Palaeolithic Raw Material in Supply Areas Located in Secondary Deposits. *Human Evolution*, **25**, pp. 1-18.
- GARCÍA-ANTÓN, M.-D., MENÉNDEZ, L., CHACÓN, M.-G. (2011). Level G of Las Fuentes de San Cristóbal (Southern Pyrenees, Spain). Availability of Lithic Resources and Territory Management. En: Conard, N.J., Richter, J. (Eds.). Neanderthal Lifeways, Subsistence and Technology. Springer Netherlands, pp. 203-219.
- GARCÍA GARRIGA, MARTÍNEZ MOLINA, BAENA PREYSLER, J. (2012). Neanderthal Survival in the North of the Iberian Peninsula? Reflections from a Catalan and Cantabrian Perspective. *Journal of World Prehistory*, **25**, pp. 81-121.
- GARCÍA RODRIGO, B. (1957). El Valle del Anoa. *Memorias y comunicaciones*, **XVI**, pp. 45-80.

GARRALDA, M.-D., GALVÁN, B., HERNÁNDEZ, C.-M., MALLOL, C., GÓMEZ, J.-A., MAUREILLE, B. (2014). Neanderthals from El Salt (Alcoy, Spain) in the context of the latest Middle Palaeolithic populations from the southeast of the Iberian Peninsula. *Journal of Human Evolution* **75**, pp. 1-15.

GAUVRIT, E. (2013). Analyse des traces d'utilisation et des processus d'altération post-dépositionnelle d'industries en silex du Paléolithique Moyen : le niveau O de l'Abric Romaní, Capellades, Catalogne, Espagne. Tesis de Máster. Inédita. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 148 p.

GENESTE, J.-M. (1985). Analyse lithique d'industries mousteriennes du Périgord: une approche technologique du comportement des groupes humaines au Paléolithique Moyen., Univ. de Bordeaux I. Thèse Doctorel: 2t, 572 p.

GENESTE, J.-M. (1988). Systemes d'approvisionnement en matières premières au Paléolithique moyen et au Paléolithique supérieur en Aquitaine. *L'Homme de Néandertal. La mutation*, **8**. Liège: E.R.A.U.L, pp. 61-70.

GENESTE, J.-M. (1989). Economie des ressources lithiques dans le mousterien du Sud-Ouest de la France. *L'Homme de Néandertal. La subsistance*, **6**. Liège: E.R.A.U.L, pp. 75-97.

GENESTE, J.-M. (1992). L'approvisionnement en matières premières dans les systemes de production lithique: la dimension spatiale de la technologie. En R. Mora, X. Terradas, A. Parpal Y C. Plana (eds.): Tecnología y Cadenas Operativas Líticas. *Treballs d'Arqueologia*, **1**, pp. 1-31.

GENESTE, J.-M. y RIGAUD, J.P. (1989). Matières premières lithiques et occupation de l'espace. *Cahiers du Quaternaire*, **13**, pp 205-218.

GEORGES, J., MÁRQUEZ, R. y GUERRA, I. (2009). Un modelo para la clasificación de areniscas. *Revista Ciencia e Ingeniería*, **30**, pp. 219-228.

GILES, M.-R. (1997). Diagenesis: a quantitative perspective. Implications for basin modelling and rock property prediction. Kluwer academic publishers, Dordrecht, 526 p.

GIMÉNEZ, J. y TABERNER, C. (1997). Carbonats d'origen sedimentari diagenètic. En MELGAREJO, J.C. (Ed). Altes d'Associacions Minerals en Làmina Prima. Edicions Universitat de Barcelona, pp. 193-204.

GÓMEZ DE SOLER, B. (2007). Áreas de captación y estrategias de aprovisionamiento de rocas silíceas en el nivel L del Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Tesis de Licenciatura. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 215 p.

GÓMEZ DE SOLER, B. (2009). Àrees de captació, tecnologia lítica i estratègies d'aprovisionament de roques silícies en el nivell L de l'Abric Romaní (Capellades, Barcelona). *Quadern de Prehistòria Catalana*, **17**, pp. 11-56.

GÓMEZ-GRAS, D. (1997). L'estudi de les roques clàstiques amb el microscopi. En MELGAREJO, J.C. (Ed): Altes d'Associacions Minerals en Làmina Prima. Edicions Universitat de Barcelona, pp. 166-181.

GRAETSCH, H. (1994). Structural characteristics of opaline and microcrystalline silica minerals. *Reviews in Mineralogy*, **29**, pp. 209-232.

GRICE, J.-D. y FERRARIS, G. (2000). New minerals approv. in 1999 by the Commission on New Minerals and Minerals Names Internantional Mineralogical Association. *Boletín Sociedad Española de Mineralogía*, **23**, pp. 65-71.

GRIMALDI, S. y SANTANIELLO, F. (2014). New insights into Final Mousterian lithic production in western Italy. *Quaternary International*, **350**, pp. 116-129.

GUILBAUD, M. (1995). Introduction sommaire au concept de champ opératoire. *Cahier Noir*, **7**, pp. 121-133.

GUTIÉRREZ, M y PEÑA, J.-L. (1994). Depresión del Ebro. En: GUTIÉRREZ, M. (Coord.). Geomorfología de España. Editorial Rueda. Madrid, pp. 305-350.

H

HAYDEN, B. (1981). Subsistence and Ecological Adaptations of Modern Hunter-Gatherers. In: TELEKI, G. y HARDING, R. Omnivorous Primates: Hunting and Gathering in Human Evolution. New York, Columbia University Press, pp. 344-422.

HEANEY, P.-J. y POST, J.E. (1992). The Widespread Distribution of a Novel Silica Polymorph in Microcrystalline Quartz Varieties. *Science*, **255**, pp. 441-443.

HERRANZ, M.-C (2014). Estudio de la producción y distribución de la industria en sílex: el nivel P del Abric Romaní. Tesis de Máster. Inédita. Tarragona, 146 p.

HIGGINS, R.-W. y RUFF, C.-B. (2011). The Effects of Distal Limb Segment Shortening on Locomotor Efficiency in Sloped Terrain: Implications for Neandertal Locomotor Behavior. *American Journal of Physical Anthropology*, **146**, pp. 336-345.

I

IGME (1975). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº391 (Igualada). Serie Magna. IGME. Madrid.

IGME (1982). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº418 (Montblanch). Serie Magna. IGME. Madrid.

IGME (1982). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº419 (Vilafranca del Panades). Serie Magna. IGME. Madrid.

IGME (1998). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja nº390 (Cervera). Serie Magna. IGME. Madrid.

ILLING, L.-V. (1954). Bahamas calcareous sands. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **38**, pp. 1-95.

ISAAC, B. (1990). Economy, Ecology, and Analogy: The !Kung San and the Generalized Foraging model. In: ISAAC, B. (ed). Early Paleoindian Economies of Eastern North America. *Research in Economic Anthropology Supplement* **5**, pp. 323-335.

J

JESKE, R.-J. (1992). Energetic efficiency and lithic technology: an upper Mississippian example. *American Antiquity*, **57** (3), pp. 467-481.

K

KELLY, R.-L. (2007). The Foraging Spectrum: Diversity in Hunter-Gatherer Lifeways. New York, Percheron Press, 446 p.

KENDALL, A.-C. (1979a). Facies Models 13. Continental and Supratidal (Sabkha) Evaporites. *Geoscience Canada. Reprint Series 1*, pp. 145-158.

KENDALL, A.-C. (1979b). Facies Models 13. Subaqueous Evaporites. *Geoscience Canada. Reprint Series 1*, pp. 149-174.

KENDALL, A.-C. Y HARWOOD, G.-M. (1996). Marine evaporites: arid shorelines and bassins. In: READING, H.G (ed.). Sedimentary environments: Processes, Facies and stratigraphy. Oxford, pp. 281-325.

KNAUTH, L.-P. (1979). A model for the origin of chert in limestones. *Geology*, **7**, pp. 274-277.

KNAUTH, L.-P. (1994). Petrogenesis of chert. *Reviews in Mineralogy*, **29**, pp. 233-258.

KUHN, S.-L. (1991). "Unpacking" Reduction: Lithic Raw Material Economy in the Mousterian of West-Central Italy. *Journal of Anthropological Archaeology*, **10**, pp. 76-110.

KUHN, S.-L. (1995). Mousterian Lithic Technology. An Ecological Perspective. Princeton University Press. New Jersey, 209 p.

L

LACROIX (1901). Minéralogie de la France. Ed. Albert Blanchard, Paris, 816 p.

LAMING, A. (1952). La découverte du passé. Ed. Picard. Paris, p. 363.

LAPLACE, G. (1957): Typologie analytique. Application d'une nouvelle méthode d'étude des formes et des structures aux industries à lames et lamelles. *Quaternaria*, **IV**, pp. 133-164.

LAPLACE, G. (1972): La typologie analytique et structurale: Base rationnelle d'étude des industries lithiques et osseuses. *Banques de données archéologiques. Colloques nationaux du CNRS*, **932**, pp. 91-143.

LAPLACE, G. y MÉROC, L. (1954a). Application des coordonnées cartésiennes à la feuille d'un gisement. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **LI** (1-2), pp. 56-66.

LAPLACE, G. y MÉROC, L. (1954b). Complément à notre note sur l'application des coordonnées cartésiennes à la fouille d'un gisement. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **LI** (7), pp. 291-293.

LAPLACE, G. y SAÉNZ DE BURUAGA, A. (2000). Application de la Typologie Analytique et structurale à l'étude de l'outillage Mousterioïde de l'Abri Olha 2 à Cambo (Kambo) en Pays Basque. *Paleo*, **12**, pp. 261-324.

LAPACE, G. y SAÉNZ DE BURUAGA, A. (2003). Typologie analytique et structurale des complexes du mustérien de la Grotte Gtzarria (Ossas-Suhare, Pays Basque) et leurs relations avec ceux de l'Abri Olha 2 (Cambo, Pays Basque). *Pyrenae*, **33-34**, pp. 81-163.

LECLAIRE, L. (1974). Hypothèse sur l'origine des silicifications dans les grands bassins océaniques. Le rôle des climats hydrolissants. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7** XVI (2), pp. 214-223.

LEE, R.-B. (1988). Reflections on Primitive Communism. Hunters and Gatherers. In: INGOLD, T., RICHES, D. y WOODBURN, J. History, Evolution, and Social Change, Oxford, pp. 252-268.

LEROI-GOURHAM, A. (1964). Le geste et la parole. Techniques et langages. *Albin Michel*. Paris.

LEROI-GOURHAN, A. (1968). La Prehistoria, Editorial Clío.

LARTET, E. Y CHRISTY, H. (1869). Reliquae Aquitanicae ; being contributions to Archeology and paleontology of Périgord and the adjoining provinces of southern France. London, H. Baillière Publisher, 1875.

LLOPIS, N. (1947). Contribución al conocimiento de la morfoestructura de los Catalánides. CSIC, Madrid, 372 p.

LÓPEZ, M. (1993-94). Yacimientos musterienses al aire libre de la región de Murcia y sur de Albacete: pautas de asentamiento, incidencia de la materia prima y variabilidad de la industria lítica. *Anales de Prehistoria y Arqueología de la Universidad de Murcia*, **9-10**, pp. 5-22.

LÓPEZ BLANCO, M., PIÑA, J., MARZO, M. (1994). Precisiones estratigráficas sobre el límite inferior de la Formación Artés (Paleógeno, Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, **15**, pp. 52-54.

LÓPEZ-GARCIA, J.-M. (2008) Evolución de la diversidad taxonómica de los micromamíferos en la Península Ibérica y cambios paleoambientales durante el Pleistoceno Superior. Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 407 p.

LÓPEZ-GARCÍA, J.-M. (2011). Los micromamíferos del Pleistoceno superior de la Península Ibérica. Evolución de la diversidad taxonómica y cambios paleoambientales y paleoclimáticos. Saarbrücken (Alemania): Ed. Académica Española.

LÓPEZ-GARCÍA, J.-M., SEVILLA, P., CUENCA-BESCÓS, G. (2009). New evidence for the greater noctule bat (*Nyctalus lasiopterus*) in the Late Pleistocene of western Europe. *C. R. Palevol*, **8**, 551-558.

LÓPEZ-GARCÍA, J.-M., BLAIN, H.-A., BENNÀSAR, M., FERNÁNDEZ-GARCÍA, M. (2014). Environmental and climatic context of Neanderthal occupation in southwestern Europe during MIS3 inferred from the small-vertebrate assemblages. *Quaternary International*, **326-327**, pp. 319-328.

LUEDTKE, B.E. (1978). Chert sources and trace elements analysis. *American Antiquity*, **43** (3), pp. 413-423.

LUEDTKE, B.E. (1979). The identification of Sources of Chert Artifacts. *American Antiquity*, **44** (4), pp.744-757.

LUEDTKE, B.E. (1992). An archaeologist's guide to chert and flint. *Archaeological Research Tools*, **7**, 156 p.

LUMLEY, H. y RIPOLL, E. (1962). Le remplissage et l'industrie moustérienne de l'Abri Romani (province de Barcelone). *L'Anthropologie*, **66**, pp. 36-43.

M

MAHRAN, T.-M. (1999). Late Oligocene lacustrine deposition of the Sodmein Formation, Abu Hammad Basin, Red Sea, Egypt; sedimentology and factors controlling palustrine carbonates. *Journal of African Earth Sciences*, **29**, pp. 567-592.

MALISSEN, B. (1977). Elaboration d'une fiche de recensement des gites potentiels de matières premières siliceuses. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **74** (7), pp. 202-205.

MALLOL, C. (1997). Selección de materias primas líticas en los niveles TD6 y TD10 del yacimiento de Gran Dolina (Sierra de Atapuerca). Tesis de Licenciatura. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona.

MALYK-SELIVANOVA, N., ASHLEY, G. M., GAL, R., GLASCOCK, M.-D. Y NEFF, H. (1998). Geological–Geochemical Approach to “Sourcing” of Prehistoric Chert Artifacts, Northwestern Alaska. *Geoarchaeology: An International Journal* **13**(7), pp. 673-708.

MANGADO, X. (2004). L'arqueopetrologia del sílex. Una clau per al coneixement paleoeconòmic i social de les poblacions prehistòriques. Societat Catalana d'Arqueologia, Barcelona, 116 p.

MANGADO, J. (2005). La caracterización y el aprovisionamiento de los recursos abióticos en la Prehistoria de Cataluña. Las materias primas silíceas del Paleolítico Superior Final y el Epipaleolítico. *BAR International Series*, **1420**, Oxford, 205 p.

MANZANO, I., BAENA, J., LÁZARO, A., MARTÍN, D., DAPENA, L., ROCA, M., MORENO, E. (2005). Análisis de los recursos líticos en la Cueva del Esquilleu: gestión y comportamiento durante el Musteriense (Comarca de la Liébana, Occidente de Cantabria). *Museo de Altamira. Monografías*, **20**. Santander, pp. 285-300.

MARFIL PÉREZ, R. Y DE LA PEÑA BLASCO, J.-A. (1989). Diagénesis: Rocas silicásticas y rocas carbonáticas. En: ARCHE, A. (Coord.). Sedimentología. Vol II. Nuevas Tendencias (CSIC), pp. 343-427.

MARFIL PÉREZ, R. y CAJA RODRÍGUEZ, M.-A. (2010). Diagénesis de rocas detríticas. En: ARCHE, A. (Ed.). Sedimentología. Del procesos físico a la Cuenca sedimentaria. Textos Universitarios (CSIC), pp. 1045-1103.

MARÍN, J. (2014). Estrategias de transporte de carcassas de ungulados durante el Paleolítico Medio: el nivel M del Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Tesis de máster. Inédita. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 131 p.

MARNAOUI, M. (2011). Le rôle du calcaire dans les assemblages lithiques des niveaux «J» et «M» de l'Abric Romaní (Capellades, Barcelone, Espagne). Tesis de Máster. Inédita. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 265 p.

MAROTO, J., SOLER, N., FULLOLA, J.-M. (1996). Cultural change between Middle and Upper Palaeolithic in Catalonia. En: CARBONELL, E. y VAQUERO, M. (Eds.). The Last Neandertals and The First Anatomically Modern Humans. Cultural, Change and Human Evolution: The Crisis at 40 KA BP. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, pp. 219-250.

MARTÍNEZ, K. (2005). Análisis funcional de industrias líticas del Pleistoceno Superior. El Paleolítico Medio del Abric Romaní (Capellades, Barcelona) y el Paleolítico Superior de Üçağizli (Hatay, Turquía) y del Molí del Salt (Vimbodí, Tarragona). Cambios en los patrones funcionales entre el Paleolítico Medio y el Superior. Tesis doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 519 p.

MARTÍNEZ, K. (2008) Use-wear analysis of retouched lithic tools from the Abric Romaní Middle Palaeolithic site (Barcelona, Spain). In: Longo, L. y Skakun, N., Eds. "Prehistoric Technology". 40 Years Later, Functional Studies and the Russian Legacy (Conference Proceedings Verone April 2005). BAR International Series, Oxford, pp. 93-102.

MANZANO, I., J. BAENA, LÁZARO A., MARTÍN D., DAPENA L., ROCA M., MORENO E. (2005). Análisis de los recursos líticos en la Cueva del Esquilieu: gestión y comportamiento durante el Musteriense (Comarca de la Liébana, Occidente de Cantabria). In: LASHERAS, J.-A. y MONTES, R. (eds). Neandertales cantábricos: estado de la cuestión. Monografías Nacionales y Centro de Investigación de Altamira, 20. Madrid, pp. 285-300.

MAS, R., BENITO, M^a-I., ALONSO, A. (2010). La sedimentación carbonática en mares someros: las plataformas carbonáticas. En: ARCHE, A. (Ed.) Sedimentología. Del procesos físico a la Cuenca sedimentaria. Textos Universitarios (CSIC), pp. 839-917.

MASSON, A. (1979). Recherches sur la provenance des silex préhistoriques. Méthode d'étude. *Études Préhistoriques*, **15**, pp 29-40.

MASSON, A. (1981). Péroarchéologie des roches siliceus. Intérêt en Préhistoire. *Thèse de troisième cycle.* Univesrité Lyon I, 111 p.

MASSON, A. (1982). Circulations paléolithiques: une question de longueur. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **79** (7), p.197.

MASSON, A. (1983). Les territoires et la circulation des silex au Paleolithique Superieur. *Bulletin de la Société Linneenne de Lyon*, **7**, pp.207-219.

MEIGNE, L (1988). Un exemple de comportement technologique différent selon les matières premières : Morilloc, couches 9 et 19. *L'homme de Neandertal. La technique*, **4**. Liège: E.R.A.U.L, pp. 71-79.

MELGAREJO, J.-C (Coord.) (1997). Atlas s'associacions minerals en làmina prima. Edicions de la Universitat de Barcelona (Barcelona), p. 1076.

METTER, E. (1978). Contribution á l'étude palynologique de l'Abri Romaní (Catalogne, Espagne). Rapport du DEA. Inédit. Université de Provence. Aix en Provence.

MICHEL-LÉVY, A., MUNIER-CHALMAS, C.-P.-E. (1892). Mémoire sur diverses formes affectées par le réseau élémentaire du quartz. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie*, **15**, pp. 159-190.

MIRANDA I CANALS, J. (2010). Atlas Topogràfic de Catalunya. Ed. Institut Cartogràfic de Catalunya. Barcelona, 439 p. (Dir.).

MOLINA, F.-J., TARRIÑO, A., GALVÁN, B., HERNÁNDEZ, C.-M. (2010). Áreas de aprovisionamiento de sílex en el Paleolítico Medio en torno al Abric del Pastor (Alcoi, Alicante). Estudio macroscópico de la producción lítica de la colección Brotons. *Recerques del Museu d'Alcoi*, **19**, pp. 65-80.

MOLINA, F.-J., TARRIÑO, A., GALVÁN, B., HERNÁNDEZ, C.-M. (2014). Prospección geoarqueológica del Prebético de Alicante: Primeros datos acerca del abastecimiento de sílex durante la Prehistoria. En: OLCINA, M.-H. y SOLER, J.-A. (eds.). Arqueología en Alicante en la primera década del siglo XXI. II jornadas de arqueología y patrimonio alicantino. Alicante, pp. 154-163.

MONCEL, M.-H., DAUJEARD, C., CRÉGUT-BONNOURE, E., FERNANDEZ, P., FAURE, M., GUÉRIN, C. (2004). L'occupation de la frotte de Sainy-Marcel (Ardèche, France) au Paléolithic moyen: stratégie d'exploitation de l'environnement et type d'occupation de la grotte. L'exemple des couches i, j et j'. *Bulletin de la Société préhistorique française*, **101** (2), pp. 257-304.

MONCEL, M.-H., BOREL, A., DE LOMBERA, A., SALA, R., DENIAUX, B. (2011). Quartz et quartzite dans le site de Payre (MIS 7 et 5, Ardèche, France): données techno économiques sur la gestion de roches locales au Paléolithique moyen. *Comptes Rendus Palevol*, **7**, pp. 441-451.

MONCEL, M.-H., CHACÓN, M.-G., LA PORTA, A., FERNANDES, P., HARDY, B., GALLOTTI, R. (2014). Fragmented reduction processes: Middle Palaeolithic technical behaviour in the Abri du Maras shelter, southeastern France. *Quaternary International*, **350**, pp. 180-204.

MONROE, E.-A. (1964). Electron Optical Observations of Fine-Grained Silica Minerals. *The American Mineralogist*, **49**, pp. 339-347.

MONTES, R. (1987). *El Paleolítico Medio en la costa de Murcia*. Tesis Doctoral. Inédita. Universidad de Murcia.

MONTES, R. y SANGUINO-GONZÁLEZ, J. (1998). Diferencias en las estrategias de adquisición de recursos líticos entre el Paleolítico inferior y medio en el centro de la región Cantábrica: implicaciones económicas y territoriales. En: BERNABEU, J., OROZCO, T., TERRADAS (Eds.). Los recursos abióticos en la prehistoria. Caracterización, aprovisionamiento e intercambio. Universitat de Valencia, pp. 55-71.

MOORE, C.-H. (1989). Carbonate Diagenesis and Porosity. *Developements in Sedimentology*, **46**, Amsterdam, 337 p.

MOORE, C.-H. (2001). Carbonate Reservoirs. Porosity Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework. *Developements in Sedimentology*, **55**, Amsterdam, 440 p.

MORA, R. (1988). *El Paleolítico Medio en Cataluña*. Tesis Doctoral. Inédita. Universitat de Barcelona, 888 p.

MORA, R., MURO, I., CARBONELL, E., CEBRIÀ, A., MARTÍNEZ, J. (1988a). Chronostratigraphy of Abric Romaní. *L'homme de Neandertal. La Chronologie*, **1**. Liège: E.R.A.U.L, pp. 53-59.

MORA, R., CARBONELL, E., MARTÍNEZ, J., TERRADAS, X. (1988b). El Paleolítico Medio en Catalunya. *L'homme de Neandertal. La Chronologie*, **1**. Liège: E.R.A.U.L, pp. 61-71.

MORANT, N. (1998). Estudi de les matèries primeres lítiques del nivell I del jaciment de l'Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Tesis de Licenciatura. Inédita. Univesritat Rovira i Virgili. Tarragona, 240 p.

MUNSELL COLOR CHART (2013). Munsell Rock Color Book. Geological Society of America (GSA).

MUNIER-CHALMARS (1890). *Sur les formations gypseuses de Bassin de Paris II. Sur le dépôts siliceux qui ont remplacé le gypse*. 110, pp. 663-666.

MURATA, K.-J. Y NORMAN, M.-B. (1976). An index of crystallinity for quartz. American Journal of Science **276** (9), pp. 1120-1130.

MURDOCK, G.-P. (1967). Ethnographic atlas; a summary. *Ethnology*, **6**, pp. 109-236.

MURO, I., MORA, R. CARBONELL, E., CEBRIÀ, A. (1987). Ensayo de interpretación del marco geomorfológico de un yacimiento del Paleolítico Medio Catalán: Abric Romaní (Capellades, Anoia). *Cypsela*, **VI**, pp. 125-131.

N

NEGRINO, F., MARTINI, S., OTTOMANO, C., DEL LUCCHESI, A. (2005). Palaeolithic evidence for quarrying activity at "I Ciotti" (Mortola Superiore, Ventimiglia, Imperia, Italy). Stone age-mining age. Anschnitt. Beiheft, **19**. SERIES, pp. 1-10.

NOUEL, A. (1961). L'exportation du silex du Grand-Pressigny spécialement en Beauce, en Sologne et dans le Gâtinais. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* **58** (1-2), pp. 68-74.

O

ORTEGA, D. (2000). Tecnologia i matèries primeres lítiques de l'aurinyacià arcaic de la cova de l'Arbreda. Tesis de Licenciatura. Inédita. Univesritat de Girona. Girona, 324 p.

ORTEGA, D. y MAROTO, J. (2001). Matières premières et technologie lithique du Moustérien final de la grotte des Ermitons (Pyrénées Méditerranéennes). In: ZILHÃO, J., AUBRY, T., FAUSTINO CARVALHO, A. Les premiers hommes modernes de la Péninsule Ibérique. Actes du Colloque de la commission VIII de l'UISPP. Trabalhos de arqueologia, **17**, pp. 69-76.

ORTÍ, F. (1990). Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la zona de contacto entre la Cuenca del Ebro y los Catalánides. En: ORTÍ, F y SALVANY, J.M (Eds.). Formaciones

evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante: Nuevas aportaciones y guía de superficie. Enresa-Universidad de Barcelona. Barcelona, pp. 70-75.

ORTÍ, F. y ROSELL, L. (1981). Fábricas cristalinas de la anhidrita nodular y laminada. *Acta Geológica Hispánica*, **16** (4), pp. 235-255.

ORTÍ, F. y ROSELL, L. (1997). Sulfats evaporítics d'ineterès petrològic. En MELGAREJO, J.C (Coord.). Atlas s'associacions minerals en làmina prima. Edicions de la Universitat de Barcelona. Barcelona, pp. 211-235.

ORTÍ, F., ROSELL, L., SALVANY, J.M., INGLÈS, M. (1997). Chert in Continental Evaporites of the Ebro and Calatayud Basins (Spain): Distribution and Significance. In: RAMOS-MILLÁN, A y BUSTILLO, M.A (Eds.). Siliceous Rocks and Culture. Universidad de Granada, Monográfica Arte y Arqueología, **42**, pp. 75-89.

ORTÍ, F., ROSELL, L., INGLÈS, M., PLAYÀ, E. (2007). Depositional models of lacustrine evaporites in the SE margin of the Ebro Basin (Paleogene, NE Spain). *Geologica Acta*, **5** (1), pp. 19-34.

ORTÍ, F. (2010). Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica. En: ARCHE, A. (Ed.) Sedimentología. Del procesos físico a la Cuenca sedimentaria. Textos Universitarios (CSIC), pp. 675-769.

P

PARCERISAS, J. (1999). Petroarqueología: Metodología petrográfica aplicada a la resolución de problemas arqueológicos. *II Taller de Geoarqueología*. Almazán, pp. 1-12.

PICIN, A. (2014). The technological changes in the western Mediterranean during the MIS3. Tesis Doctoral. Inédita. Univesritat Rovira i Virgili. Tarragona, 346 p.

PICIN, A., VAQUERO, M., WENIGER, G.-C., CARBONELL, E. (2014). Flake morphologies and patterns of core configuration at the Abric Romaní rock-shelter: A geometric morphometric approach. *Quaternary International*, **350**, pp. 84-93.

PERESANI, M. (2012). Fifty thousand years of flint knapping and tool shaping across the Mousterian and Uluzzian sequence of Fumane cave. *Quaternary International*, **247**, pp. 125-150.

PERKINS, D. y DALY, P. (1968). A hunter's village in Neolithic Turkey. *Scientific American*, **219**, pp. 96-106.

PERKINS, D. y HENKE, K.-R. (2002). Minerales en lámina delgada. Madrid, Pearson Educación S.A., p. 139.

PETTIJOHN, F., POTTER, P. y SIEVER, R. (1987). Sand and sandstone, Springer – Verlag, New York, Segunda edición.

PONS, X (1994-2012). MiraMon v.7.0n. Departament Territori i Sostenibilitat i Departament de Governació i Relacions Institucionals. Generalitat de Catalunya.

R

RAICHLEN, D.-A., ARMSTRONG, H., LIEBERMAN, D.-E. (2011). Calcaneus length determines running economy: IMplications for enurance running performance in modern humans and Neandertals. *Journal of Human Evolution*, **60**, pp. 299-308.

RAITH, M.-M., RAASE, P., REINHARDT, J. (2012). Guía para la Microscopía de Minerales en Lámina Delgada. Mineralogical Society of America, p. 125.
http://minoscam.org/msa/openaccess_publications.html.

RAPOSO, L. (1987). Os mais antigos vestígios de ocupação humana paleolítica na região de Rodão. In Da Pré-história à História – Volume de homenagem a Octávio da Veiga Ferreira. Ed. Delta. Lisboa, pp. 153-178.

RAPOSO, L. (1993). O paleolítico. En: MEDINA, J. História de Portugal, vol. **1**. Ed. Ediclube. Lisboa, pp. 21-39.

RAPOSO, L. (1995). Ambientes, territorios y subsistencia en el Paleolítico Medio de Portugal. *Complutum*, **6**, pp. 57-77.

RAPP, G. (2014). A note on the term "lithic". *Jorunal of Lithic Studies*, **1**, pp.345-348.

RIBA, O., REGUANT, S., VILLENA, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca del Ebro. En: COMBA, J.A (Coord.). Geología de España. Libro Jubilar J. M Rios, 2 vol, pp. 131-159.

RIBA, O. (1997). Diccionari de Geologia. Institut d'Estudis Catalans. Enciclopèdia Catalana. Barcelona, 1407 p. (Coord.).

RIETVELD, H.-M. (1969). A profile refinement method for nuclear and magnetic structures. *Journal of Applied Crystallography* **2**, pp. 65-71.

RÍOS, J. (2008). Variabilidad tecnológica en el Paleolítico Medio de los Pirineos Occidentales: una expresión de las dinámicas históricas de las sociedades neandertales. *Treballs d'Arqueologia*, **14**, pp. 171-194.

RÍOS, J., EIXEA, A., VILLAVARDE, V. (2015). Ramification of lithic production and the search of small tools in Iberian Peninsula Middle Paleolithic. *Quaternary International*, **361**, pp.188-199.

RÍOS, J., GARATE, D., GÓMEZ, A., IRIARTE, E., ARCERDILLO, D., IRIARTE, M.-J., GARCIA, N., GARCÍA, A., GUTIERREZ, I., TORRES, T., ARANBURU, A., ARRIOLABENGOAM, M., BAILÓN, S., MURELAGA, X., ORDIALES, A., ORTIZ, J.-E., ROFES, J., SAN PEDRO, Z. (2015). Short-term Neandertal occupations in the late Middle Pleistocene of Arlanpe (Lemoa, northern Iberian Peninsula). *Comptes Rendus Palevol*, **14**, pp. 233-244.

RIPOLL, E. y LUMLEY, H. (1964-1965). El Paleolítico Medio en Cataluña. *Ampurias*, **XXVI-XXVII**, pp. 1-70.

RIVALS, F., SCHULZ, E. y KAISER, T.-M. (2009). Late and middle Pleistocene ungulates dietary diversity in Western Europe indicate variations of Neanderthal paleoenvironments through time and space. *Quaternary Science Reviews*, **28**, pp. 3388-3400.

ROCA I ADROVER, A. y MIRANDA I CANALS, J. (2010). Atlas Geològic de Catalunya. Ed. Institut Geològic de Catalunya i Institut Cartogràfic de Catalunya. Barcelona, 463 p. (Dirs.)

ROEBROEKS, W. (1988). From find scatters to early hominid behaviour. A study of Middle Palaeolithic riverside settlements at Maastricht-Belvédère (the Netherlands). *Analecta Praehistorica Leidensia*, **vol. 21.**, 197 p.

ROSELL, J. (2001). Patrons d'Aprofitament de les biomasses animals durant el Pleistocè Inferior i Mig (Sierra de Atapuerca) i Superior (Abric Romaní, Barcelona). Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 338 p.

ROSSI, C. (2010). Introducción a la diagénesis de las rocas carbonáticas. En: ARCHE, A. (Ed.) Sedimentología. Del procesos físico a la Cuenca sedimentaria. Textos Universitarios (CSIC), pp. 1105-1182.

ROY, M., TARRIÑO, A., BENITO-CALVO, MORA, R. (2013). Aprovisionamiento de sílex en el Prepirineo oriental durante el Paleolítico superior antiguo: el nivel arqueológico 497C de Cova Gran (Santa Linya, Lleida). *Trabajos de Prehistoria*, nº70, pp. 7-27.

ROY, M., MORA, R., PLASENCIA, F.-J., MAETÍNEZ, J., BENITO-CALVO, A. (*In press.*). Quartzite selection in fluvial deposits: The N12 level of Roca dels Bous (Middle Palaeolithic, southeastern Pyrenees). *Quaternary International*, pp. 1-12.

S

SÁEZ, A. (1987). Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro. Tesis Doctoral. Inédita. Universitat de Barcelona, 359 p.

SAHLINS, M. (1968). Notes on the Original Affluent Society. Man the Hunter. In: LEE, R.-B. Y DE VORE, I. Chicago, Aldine, pp. 85-89.

SALA, M. (1994). Sistema Costero Catalán. En: GUTIÉRREZ, M. (Coord.). Geomorfología de España. Editorial Rueda. Madrid, pp. 287-304.

SALADIÉ, P. (1998) *Estudi Zooarqueològic dels Nivells del Conjunt II de l'Abric Romaní (Capellades, Barcelona)*. Tesis de licenciatura. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 139 p.

SÁNCHEZ, M. (2015). Las sociedades cazadoras-recolectoras del Paleolítico superior final pirenaico: territorios económicos y sociales. Tesis Doctoral. Inédita. Departament de Prehistòria, Història Antiga i Arqueologia. Facultat de Geografia i Història, Universitat de Barcelona, 587 p.

SCHOLLE, P.-A. (1978). A Color Illustrated Guide To Carbonate Rock Constituents, Textures, Cements, and Porosities. AAPG, Memoir 27, p. 241.

SCHOLLE, P.-A. y ULMER-SCHOLLE, D.-A. (2003). A Color Guide to Petrography of Carbonate Rocks: Grains, texture, porosity and diagenesis. *AAPG, Memoir* **77**, p. 470.

SÉRONIE-VIVEN, M.R y SÉRONIE-VIVEN, M. (1987). Le silex du Mésozoïque nord-aquitain. Approche géologique de l'étude des silex pour servir à la recherche préhistorique. *Bulletin de la Société Linéenne de Bordeaux*. Supplément tome **XV**, 136 p.

SHELLEY, P.-H. (1993). A Geoarchaeological Approach to the Analysis of Secondary Lithic Deposits. *Geoarchaeology*, **8**, pp. 59-72.

SHENNAN, J. (1992). Arqueología Cuantitativa. Ed. Crítica. Barcelona, 359 p.

SHEPHERD, W. (1972). Flint: its Origin, Properties and Uses. Faber & Faber. London, p 255.

SLIMAK, L. (1999). Pour une individualisation des Moustériens de type Quina dans le quart Sud-Est de la France? [La Baume Néron (soyons, Ardèche) et le Champ Grand (Saint-Maurice-sur-Loire, Loire), premières données. *Bulletin de la Société préhistorique française*, **96** (2), pp. 133-144.

SLIMAK, L., BRESSY, C., GUENDON, J.-L., MONTOYA, C., OLLIVIER, V., RENAULT, S. (2005). Exploitation paléolithique de silex oligocènes en Haute Provence (France). Caractérisation des matières premières et processus d'acquisition. *Comptes Rendus Palevol*, **4**, pp. 359-367.

SOLÉ, A. (2007). La gestió dels recursos forestals al Paleolític mitjà a partir de les macrorestes llenyoses del nivell M de l'Abri Romaní (Capellades, Anoia). Tesis de máster. Inédita. Universitat Rovira i Virgili, Tarragona, 161 p.

SOLÉ, A., ALLUÉ, E., CARBONELL, E. (2013). Hearth-related wood remains from Abri Romaní layer M (Capellades, Spain). *Journal of Anthropological Research*, **vol. 69**, pp. 535-559.

SOLÉ SABARÍS, L. (1958-1964). Geografia de Catalunya. 4 vols. Ed. Aedos. Barcelona. (Dir.).

SOLER SUBILS, J., SOLER MASFERRER, N., SOLÉS, A., NIELL, X., COROMINA, N., MEDINA, N. (2012). Les excavacions a la cova de l'Arbreda (Serinyà) durant les campanyes de 2010 i 2011. *Onzenes Jornades d'Arqueologia de les comarques de Girona*. Girona, pp. 47-58.

SOPEÑA, A., VIRGILI, C., ARCHE, A., RAMOS, A. Y HERNANDO, S. (1983). El Triásico. Geología de España. En: COMBA, J.A (Coord.). Geología de España. Libro Jubilar J. M Rios, 2 vol, pp. 47-63.

SOTO, M. (2015). Áreas y estrategias de aprovisionamiento lítico de los últimos cazadores-recolectores en las montañas de Prades. Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 680 p.

SOTO, M., GÓMEZ DE SOLER, B., VALLVERDÚ, J., VAQUERO, M. (2013). Aplicación experimental de sistemas de información geográficos a la prospección y análisis de áreas de captación de rocas silíceas en la prehistoria. El caso práctico del Abric romaní y el Molí del Salt. En: A. Palomo, R. Piqué y X. Terrades (eds.). Experimentación en Arqueología. Estudio y difusión del pasado, *Sèrie Monogràfica del MAC*. Girona, pp. 501-508.

SOTO, M., GÓMEZ DE SOLER, B., VALLVERDÚ, J., VAQUERO, M. (2014). Potential siliceous sources during Prehistory: Results of prospecting in the East margin of the Ebro Basin (NE Iberian Peninsula). *Journal of Lithic Studies*, **1** (1), pp. 293-318.

STRECKEISEN, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, **12**, pp. 1-33.

I

TARRIÑO, A. (1998). Rocas silíceas sedimentarias. Su composición mineralógica y terminología. *Krei*, nº3. Gasteiz, pp. 143-161.

TARRIÑO, A. (2006). El sílex en la Cuenca Vasco-Cantábrica y Pirineo navarro. Caracterización y su aprovechamiento en la prehistoria. Altamira, Museo nacional y centro de investigación de Altamira, p.263.

TARRIÑO, A. & ULIBARRI, M. A. (1992). La ficha como instrumento de inventario, análisis y comparación entre materiales silíceos pertenecientes a yacimientos arqueológicos y afloramientos naturales. En J. F. JORDÀ (ed): *Actas de la 2ª Reunión Nacional de Geoarqueología*. Madrid, pp. 265-272.

TAVOSO, A. (1984). Réflexions sur l'économie des matières premières au Mousteérien. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, **81**, pp. 79-82.

TERRADAS, X. (1995). Las estrategias de gestión de los recursos líticos del Prepirineo catalán en el IX milenio BP: El asentamiento prehistórico de la Font del Ros (Berga, Barcelona). *Treballs d'Arqueologia*, **3**. Bellaterra, 206 p.

TERRADAS, X., ÀLVAREZ, A., BARTROLÍ, R., BORRELL, F., CLOP, X., J.M., F., GARCIA-ANTON, M. D., GIBAJA, J. F., GÓMEZ, B., GRÉGOIRE, S., MANGADO, X., MAROTO, J., MARTZLUFF, M., MOLIST, M., ORTEGA, D., PALOMO, A., SALA, R., SOLER, N. Y VILA, A. (2006). Estudio de la disponibilidad de rocas silíceas para la producción de instrumental lítico en la Prehistoria. En: MARTÍNEZ FERNÁNDEZ, G., MORGADO RODRIGUEZ, A. y ALFONSO MARRERO, J.-A. Sociedades Prehistóricas, Recursos Abióticos y Territorio. Actas de la III Reunión de Trabajo sobre Aproveccionamiento de Recursos abióticos en la Prehistoria. Granada, pp. 73-72.

TORTI, C. (1980). Recherches sur l'implantation en Limagne au Paléolithique moyen et supérieur. Thèse 3^e cycle. Inédite. Université du Bordeaux, 270 p.

TORTI, C. (1985). Les matières premières lithiques du Magdalénien ancien et terminal de la grotte du Rond du Barry (Haute-Loire), *Revue Archéologique du Centre de la France*, **24** (2), pp. 135-143.

TUCKER, M.-E. (1988). Techniques in Sedimentology. Blackwell Scientific Publications. London, 394 p. (Ed.)

TUCKER, M.-E. (2001). Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks (3th Ed). Blackwell Publishing. 262 p.

TUCKER, M. y WRIGHT, P. (1990). Carbonate depositional systems I: Marine shallow-water and lacustrine carbonates. Carbonate Sedimentology. Oxford, Blackwell Science, pp. 101-227.

TUCKER, M. y MARSHALL, J. (2004). "Diagenesis of chemistry of Upper Muschelkalk (Triassic) Buildups and Associated Facies in Catalonia (NE Spain): a paper dedicated to Francesc Calvet. *Geological Acta*, **2** (4), pp. 257-269.

TURQ, A. (1989). Exploitation des matières premières lithiques et exploitation du sol: l'exemple du Moustérien entre Dordogne et Lot. *Cahiers du Quaternaire*, **13**, pp.179-204.

TURQ, A. (1990). Exploitation des matières premières lithiques dans le moustérien entre Dordogne et Lot. *Cahiers du Quaternaire*, **17**, pp. 415-427.

TURQ, A. (1992). Raw Material and Technological Studies of the Quina Mousterian in Perigord. In. DIBBLE, H. Y MELLARS, P. The Middle Paleolithic: adaptaion, behaviour and variability. University of Pennsylvania. Univesrity Museum symposium series V. IV. Philadelphia, pp. 75-85.

TURQ, A. (2000). L'approvisionnement en matières premières lithiques. In: TIXIER, J. y TURQ, A, (Ed.). Le paléolithique inférieur et moyen entre Dordogne et Lot. *Paléo, supplément*, pp. 391-415.

V

VALENSI, L. (1955). Sur quelques microorganismes des silex crétacés du Magdalenien de Saint-Amand (Cher). *Bulletin Société Géologique Française*, **52** (9), pp. 584-596.

VALLONI, R., AMOROSI, A., CIBINI, U., DE DONANTIS, M., DE NARDO, M.T, FARINA, M., GHISELLI, F., MARTELLI, L., MARTINI, A., OTTRIA, G., PICCIN, A., PIZZIOLO, M., SEVERI, P. (1991). Proposta di classificazione macroscópica delle areniti. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, **27**, pp. 1-22.

VALLVERDÚ, J. (2002). Micromorfología de las facies sedimentarias de la Sierra de Atapuerca y del nivel J del Abric Romaní. Implicaciones gearqueológicas y paleoetnográficas. Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 401 p.

VALLVERDÚ, J., ALLUÉ, E., BISCHOFF, J.-L., CÁCERES, I., CARBONELL, E., CEBRIÀ, A., GARCÍA-ANTÓN, M.-D., HUGUET, R., IBÁÑEZ, N., MARTÍNEZ, K., PASTÓ, I., ROSELL, J., SALADIÉ, P., VAQUERO, M. (2005). Short human occupations in the Middle Palaeolithic level i of the Abric Romaní rock-shelter (Capellades, Barcelona, Spain). *Journal of Human Evolution*, **48** (2), pp. 157-174.

VALLVERDÚ, J., VAQUERO, M., CÁCERES, I., ALLUÉ, E., ROSELL, J., SALADIÉ, P., CHACÓN, M.-G., OLLÉ, A., CANALS, A., SALA, R., COURTY M.-A., CARBONELL, E. (2010). Sleeping Activity Area within the Site Structure of Archaic Human Groups. Evidence from Abric Romaní Level N Combustion Activity Areas. *Current Anthropology*, **51**, pp. 137-145.

VALLVERDÚ, J., ALONSO, S., BARGALLÓ, A., BARTOLÍ, R., CAMPENY, G., CARRANCHO, Á., EXPÓSITO, I., FONTANALS, M., GABUCIO, J., GÓMEZ SOLER, B., PRATS, J.M., SAÑUDO, P., SOLÉ, À., VILALTA, J., CARBONELL, E. (2012a). Combustion structures of archaeological level O and mustertian activity areas with use of fire at the Abric Romaní rockshelter (NE Iberian Peninsula), *Quaternary International*, **247**, pp. 313-324.

VALLVERDÚ, J., GÓMEZ DE SOLER, B., VAQUERO, M., BISHOFF, J.-L. (2012b). The Abric Romaní Site and the Capellades Region. In: CARBONELL, E. (Ed.). High Resolution Archaeology and

Neandertal Behavior: Time and Space In Level J of Abric Romaní (Capellades, Spain).

Dordrecht: Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology Book Series. Springer, pp. 1-29.

VAQUERO, M. (1997). Tecnología lítica y comportamiento humano: organización de las actividades técnicas y cambio diacrónico en el Paleolítico Medio del Abric Romaní (Capellades, Barcelona). Tesis Doctoral. Inédita. Universitat Rovira i Virgili. Tarragona, 872 p.

VAQUERO, M. (1999). Intrasite spatial organization of lithic production in the Middle Palaeolithic: the evidence of the Abric Romaní (Capellades, Barcelona). *Antiquity*, **73**, pp. 493-504.

VAQUERO, M. (2008). The history of stones: behavioural inferences and temporal resolution of an archaeological assemblage from the Middle Palaeolithic. *Journal of Archaeological Science*, **35**, pp. 3178-3185.

VAQUERO, M. y PASTÓ, I. (2001). The definition of spatial units in Middle Palaeolithic sites: the Herat-related assemblages. *Journal of Archaeological Science*, **28**, pp. 1209-1220.

VAQUERO, M., RANDO, J.M., CHACÓN, M.-G. (2004). Neanderthal spatial behavior and social structure: hearth-related assemblages from the Abric Romaní Middle Palaeolithic site. In: CONARD, N.J. (Ed.), *Settlement Dynamics of the Middle Palaeolithic and Middle Stone Age Volume 2*. Kerns Verlag, Tübingen, pp. 367-392.

VAQUERO, M., CHACÓN, M.-G., GARCÍA-ANTÓN, M.-D., GÓMEZ DE SOLER, B., MARTÍNEZ, K., CUARTERO, F. (2012). Time and space in the formation of lithic assemblages: The example of Abric Romaní Level J, *Quaternary International*, **247**, pp. 162-181.

VAQUERO, M., ALLUÉ, E., BISCHOFF, J.-L., BURJACHS, F., VALLVERDÚ, J. (2013). Environmental, depositional and cultural changes in the Upper Pleistocene and Early Holocene: the *Cinglera del Capelló* sequence (Capellades, Spain). *Quaternaire*, **24** (1), pp. 49-64.

VAQUERO, M., BARGALLÓ, A., CHACÓN, M.-G., ROMAGNOLI, F., SAÑUDO, P. (2015). Lithic recycling in a Middle Paleolithic expedient context: Evidence from the Abric Romaní (Capellades, Spain). *Quaternary International*, **361**, pp. 212-228.

VERA, J.-A. y MOLINA, J.-M. (2001). Liesegang rings in pelagic limestones: genetic considerations. *Geogaceta*, **29**, pp. 151-154.

VIDAL CARRERAS, L.-M. (1882). Estudio geológico de la estación termal de Caldas de Malavella (Gerona). *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, **IX**, Madrid, pp. 65-91.

VIÑAS Y SERRA, F. (1876). Hallazgo en Caldes de Malavella. *Revista de Gerona*, Gerona.

VIRGILI, C. (1958). El Triásico de los Catalánides. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, **LXIX**, 492 p.

VIRGILI, C. (1977). "Problemas de la cronoestratigrafía del Trias en España." *Cuadernos Geología Ibérica* **4**, pp. 57-88.

W

WALL-SCHEFFLER, C.-M. (2012). Energetics, Locomotion, and Female Reproduction: Implications for Human Evolution. *The Annual Review of Anthropology*, **41**, pp. 71-85.

WALKER, M.J. (2001). Excavations at Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar and Sima de las Palomas del Cabezo Gordo: two sites in Murcia (south-east Spain) with Neanderthal skeletal remains, Mousterian assemblages and late Middle to early Upper Pleistocene fauna. En: MILLIKEN, S. y COOK, J. (eds.). A Very Remote Period Indeed. Papers on the Paleolithic Presented to Derek Roe. Oxford: Oxbow Books, pp. 153-159.

WARREN, B.-E. (1969). X-ray Diffraction. New York, Courier Dover Publications.

WILSON, R.C.-L. (1966). Silica diagenesis in Upper Jurassic Limestones of southern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **36**, pp. 1036-1049.

WILSON, J.-L. (1975). Carbonate facies in Geologic History. Springer, Berlin, 471 p.

WILSON, L. (2007). Understanding Prehistoric Lithic Raw Material Selection: Application of a Gravity Model. *Journal Archaeological Method Theory*, **14**, pp. 388-411.

WILSON, L., BROWNE, C.-L. (2014). Change in raw material selection and subsistence behaviour through time at a Middle Palaeolithic site in southern France. *Journal of Human Evolution*, **75**, pp.28-39.

WILSON, L., AGAM A., BARKAI, R., GOPHER, A. (*In press.*) Raw material choices in Amudian versus Yabrudian lithic assemblages at Qesem Cave: A preliminary evaluation. *Quaternary International*, pp. 1-9.

Z

ZILHÃO, J. (2001). Middle Paleolithic Settlement Patterns in Portugal. In: CONARD, N. (Ed.). Settlement Dynamics of the Middle Paleolithic and Middle Stone Age, Tübingen, Kerns Verlag, pp. 597-608.

ZILHÃO, J. y VILLAVARDE, V. (2008). The Middle Paleolithic of Murcia. *Treballs d'Arqueologia*, **14**, pp. 229-248.

ÍNDICE DE FIGURAS

3. MARCO TEÓRICO

Figura 3.1. Estadios diagenéticos según Fairbridge (1967) en Marfil y Caja (2010) representados en un perfil idealizado de un margen continental..... 23

Figura 3.2. Estadios diagenéticos según la evolución de la porosidad de Choquette y Pray (1970) en Moore (1989)..... 24

Figura 3.3. Diagrama esquemático de las principales fases de la sílice autógena (formada en la misma roca) y sus posibles transformaciones diagenéticas (modelos A, B y C). Modificado por Tarriño, 1998 de Knauth, 1994..... 27

Figura 3.4. Principales ambientes diagenéticos recogidos en Flügel (2004)..... 33

Figura 3.5. Esquema general de distribución de facies según el modelo de Wilson (1975) en Mas *et al.*, (2010)..... 35

4. ABRIC ROMANÍ

Figura 4.1. Mapa de localización de Capellades (Anoia, Barcelona). 1/ Rocas Plutónicas, 2/ Paleozoico, 3/ Mesozoico, 4/ Cenozoico, 5/ Toba Cuaternaria, 6/ Cuaternario, 7/ Anticlinal, 8/ Sinclinal, 9/ Falla de empuje, 10/ Falla inversa, 11/ Falla. Extraído de Vallverdú *et al.*, 2012b.42

Figura 4.2. Esquema de cubeta y surgencia. Extraído de Julià (1985) en Carbonell, 1992 44

Figura 4.3. Excavación en el año 1998 de la Coveta Ripoll. Foto IPHES..... 44

Figura 4.4. Micromodelo típico de país árido. Salomón, 1997 en Vallverdú, 2002.....45

Figura 4.5. A. Romaní controlando la excavación del Abric Romaní durante el 1909. Foto: Arxiu Museu Molí Paperer de Capellades..... 47

Figura 4.6. A. Romaní sentado en medio del Abric en el año 1924. Foto: Arxiu Museu Molí Paperer de Capellades..... 47

Figura 4.7. Workshop celebrado en Tarragona como celebración del centenario del descubrimiento del Abric Romaní. Octubre 2009. Foto: IPHES..... 49

Figura 4.8. Vista general de la excavación del nivel M (año 2004). Fotografía: IPHES..... 50

Figura 4.9. a) Estratigrafía del Abric Romaní (Vaquero y Pastó, 2001). b) Sección Coveta Nord. 1/ Pared del Abric Romaní, 2/ Bloques caídos de la cornisa, 3/ Estalagmitas y estalactitas, 4/ Niveles arqueológicos, 5/ Mayores discontinuidades. (Vallverdú, 2002, modificado en Vallverdú *et al.*, 2012b).....53

Figura 4.10. Dinámica sedimentaria típica para los niveles arqueológicos del Abric Romaní. Fuente: Solé, Allué y Carbonell, 2013. A) Ocupación de un nivel durante una fase seca. B) Sistema regional de la Cinglera del Capelló; a) Surgencia de agua, b) niveles de terrazas escalonadas, presas y piscinas, d) río Anoia. C) Activación de la circulación hídrica en el interior del yacimiento con la consecuente interrupción de la ocupación; a) Caída de agua de las paredes formando una rampa y depósitos de arenas y clastos, b) Pequeños domos, rampas escalonadas con surcos y canales formando horizontes estratificados discontinuos, c) caída de bloques de la cortina travertínica, d) ocupación del nivel con el registro arqueológico.... 54

Figura 4.11. Excavación nivel M año 2004. Fotografía: IPHES.....57

Figura 4.12. Planta general del nivel M del Abric Romaní..... 58

Figura 4.13. Planta de los hogares del nivel M..... 63

Figura 4.14. a) Dispersión de los restos óseos del nivel M, con las principales acumulaciones. Fuente: Fernández-Laso, 2010. b) Dispersión de los restos líticos del nivel M, con las principales acumulaciones. Fuente: Vaquero *et al.*, 2015..... 64

Figura 4.15. a) Planta del nivel Oa (año 2006). b) Ampliación de la planta del nivel O (año 2008). c) Excavación planta nivel Ob (año 2009). d) Planta final del nivel O en el año 2010. Fotografías: IPHES..... 66

Figura 4.16. La línea más gruesa muestra los límites de la pared durante la ocupación del arqueonivel Oa. La línea más fina corresponde a los límites del arqueonivel Ob y Oc.....67

Figura 4.17. Planta general del nivel Oa con sus hogares..... 71

Figura 4.18. Distribución de las acumulaciones líticas del arqueonivel Oa..... 72

Figura 4.19. Planta general del nivel P (año 2013). Fotografía: IPHES..... 73

Figura 4.20. Planta general del nivel P.....74

Figura 4.21. Limpieza y dibujo de la acumulación del sector sur de macrorestos vegetales del nivel P..... 76

5. MATERIALES

Figura 5.1. Depresión del Ebro. De Riba, Reguant y Villena, 1983..... 80

Figura 5.2. Cuencas marginales submediterráneas. En la parte central se observan las cuencas del Gaià y la del Anoia (Solé Sabarís, 1958-1964)..... 81

Figura 5.3. Esquema tectónico de los Catalánides. Modificado de Anadón *et al.*, 1979 en Sala, 1994..... 89

Figura 5.4. Esquema de escalonamiento de niveles cuaternarios del valle del Anoia en el Penedès y correlaciones con las faunas de elefantes del sistema del Llobregat (modificado de Gallart, 1981 en Vallverdú *et al.*, 2012b).....94

6. METODOLOGÍA

Figura 6.1. Situación de algunos afloramientos a modo de ejemplo, y su radio con el Abric Romaní. Se excluyen los de origen fluvial. Extraído y modificado del Google Earth.....	106
Figura 6.2. Ficha de registro de campo utilizada para la prospección geoarqueológica....	109
Figura 6.3. a) Vista general del laboratorio de Geoarqueología del IPHES. b) Máquina cortadora-rectificadora. c) Máquina pulidora con la que se da el acabado final a la lámina delgada. d) Vista en detalle de la zona de trabajo del laboratorio. e) Cortadora de disco de diamante para crear superficies rectas. f) Vitrina donde está la máquina de prensar con regulación de temperatura. g) Primera rectificación de la lámina delgada para ser aferrada al porta muestras definitivo para su acabado final. h) Láminas delgadas finalizadas. i) Despacho donde se describen las láminas delgadas mediante microscopio petrográfico y pantalla de TV para multidiscusión.....	120
Figura 6.4. Microscopio petrográfico. Fuente Raith, Rasse y Reinhardt, 2012.....	122
Figura 6.5. Carta de colores Michel-Levy para la identificación de minerales con luz ortoscópica polarizada cruzada (modificado de Raith, Rasse y Reinhardt, 2012).....	123
Figura 6.6. Esquema de determinación del signo de elongación de los minerales. Modificado de Soto (2015).....	123
Figura 6.7. Algunos ejemplos de figuras de interferencia con luz conoscópica y lente de Bertrand. Izquierda, mineral uniáxico. Centro, mineral biaxico. Derecha, mineral biáxico en el que se están empezando a separar las isogiras a medida que se gira la platina del microscopio. Fuente: Soto, 2015 modificada de Perkins y Henke, 2002.....	124
Figura 6.8. Ficha utilizada para la descripción en lámina delgada de los componentes silíceos.	129
Figura 6.9. Ficha utilizada para la descripción en lámina delgada de los componentes no silíceos.....	130
Figura 6.10. Orientación de los cristales de cuarzo en las fibras de las texturas fibrosas de la sílice. En www.quartzpage.de	132
Figura 6.11. Calcedonita. Extraído de www.mindat.org	133
Figura 6.12. Cuarzina. Extraído de Bustillo, 1976.....	133
Figura 6.13. Lutecita. Extraído de www.wvgs.wvnet.edu	134
Figura 6.14. a) Ópalo del Camp dels Ninots (Caldes de Malavella, la Selva). Se observa la isotropía del ópalo (gris). Con luz polarizada cruzada.....	135
Figura 6.15. Principales granos no esqueléticos. Extraído de Mas, Benito y Alonso (2010).	137
Figura 6.16. Apariencia típica en lámina delgada de los principales granos esqueléticos. Extraído de Mas, Benito y Alonso (2010).....	138

Figura 6.17. a) Bivalvo. b) Gasterópodo. Modificado de Scholle y Ulmer-Scholle, 2003....	139
Figura 6.18. Braquiópodo. Fuente: http://www.upv.es/dit/Itinerarios/Paleontologia/Paleontologia_general.htm	139
Figura 6.19. a) Lirio de mar (crinoide). b) Caparazón de un erizo de mar (equínido). Fuente: http://www.upv.es/dit/Itinerarios/Paleontologia/Paleontologia_general.htm).....	140
Figura 6.20. Ostrácodo. Modificado de Scholle y Ulmer-Scholle, 2003.....	140
Figura 6.21. Formas más comunes de foraminíferos. Modificado de Scholle y Ulmer-Scholle, 2003.....	141
Figura 6.22. Lámina delgada de un nummulites. Fuente: Lithotèque ENS Lyon.....	141
Figura 6.23. Caliza packstone arqueológica con miliólidos (AR'05.S50.21). Vista con lupa binocular.....	142
Figura 6.24. Izquierda: Estructura vegetativa y reproductora de una carofita actual (Fuente: Canudo, 2002). Derecha: Vista con lupa binocular de un sílex arqueológico de secciones de tallo de carofitas (AR'02.M.U49.47).....	143
Figura 6.25. Esponja. Fuente: http://www.upv.es/dit/Itinerarios/Paleontologia/Paleontologia_general.htm	143
Figura 6.26. La flecha blanca marca dos calciesferas. Extraído de Berkyova y Munnecke, 2010.	143
Figura 6.27. Clasificación de las calizas según su composición (Folk, 1959, 1962). Fuente: Mas, Benito y Alonso (2010).....	145
Figura 6.28. Clasificación de las calizas según su textura deposicional (Dunham, 1962). Fuente: Mas, Benito y Alonso (2010).....	146
Figura 6.29. Ciclo diagenético del yeso y la anhidrita, mostrando los cambios minerales y texturales. Fuente: Tucker, 2001.....	147
Figura 6.30. Principales morfologías nodulares de la anhidrita típicas de un medio vadoso- capilar (sabkha), desarrolladas en el seno de un sedimento encajante no representado. 1. grupo de nódulos; 2. pseudomorfos de cristales lenticulares de yeso; 3. capas nodulares; 4. capas enterolíticas; 5. nódulos "lunares"; 6. nódulos compuestos; 7. nódulos suturados; 8. nódulos poligonales o en chicken wire; 9. nódulos columnares; 10. nódulos alojados en rizocreciones (burrows) o grietas de desecación. 11. grandes nódulos de terminaciones radiales; 12. grandes nódulos subverticales; 13. nódulos aplastados: Extraído de Ortí, 2010.	149
Figura 6.31. Esquema para la clasificación de las rocas anhidríticas. Extraído de Ortí y Rosell, 1997.....	150
Figura 6.32. Esquema general de las transformaciones diagenéticas del sulfato cálcico. Extraído de Ortí y Rosell, 1997.....	151
Figura 6.33. Escala de clasificación de los tamaños de granos. Fuente: Folk, 1980.....	152

Figura 6.34. Clasificación composicional de las areniscas hasta la identificación de si son puras o mixtas. Modificado de Gómez-Gras, 1997.....	153
Figura 6.35. Diagrama triangular de clasificación de las silicoarenitas puras. Extraído de Georges et al. 2009, previamente modificado de Pettijohn et al. 1987.....	154
Figura 6.36. Clasificación de las porosidades según Choquette y Pray, 1970, después de Adams y McKenzie (1998). Modificado de Flügel, 2004.....	156
Figura 6.37. Cemento acicular. Modificado de Flügel, 2004.....	161
Figura 6.38. Cemento fibroso. Modificado de Flügel, 2004.....	161
Figura 6.39. Cemento botroidal. Modificado de Flügel, 2004.....	161
Figura 6.40. Cemento en empalizada. Modificado de Flügel, 2004.....	161
Figura 6.41. Cemento en menisco. Modificado de Flügel, 2004.....	162
Figura 6.42. Cemento microstalactítico. Modificado de Flügel, 2004.....	162
Figura 6.44. Cemento peloidal. Modificado de Rossi, 2010.....	162
Figura 6.43. Cemento syntaxial. Modificado de Rossi, 2004.....	162
Figura 6.45. Cemento drúsico. Modificado de Flügel, 2004.....	163
Figura 6.46. Cemento granular (equant). Modificado de Flügel, 2004.....	163
Figura 6.48. Cemento micrítico. Modificado de Rossi, 2010.....	164
Figura 6.47. Cemento poiquilotópico. Modificado de Rossi, 2010.....	164
Figura 6.49. Estructuras y texturas producidas por una compactación mecánica. Fuente: Choquette y James, 1987 en Giménez y Taberner, 1997.....	165
Figura 6.50. Descripción de los tipos de contactos entre los granos. La línea transversa es la manera de cuantificar los diferentes tipos de contactos entre granos. Esta línea tiene que ser vertical a la estratificación (Taylor, 1950 en Flügel, 2004).....	166
Figura 6.51. Efecto de la compactación química en los sedimentos. Fuente: Choquette y James, 1987 en Giménez y Taberner, 1997.....	166
Figura 6.52. Microscopio SEM (FEI Quanta 600) empleado para la realización de análisis complementarios de caracterización mineralógica. Equipamiento del SRCIT-URV.....	167
Figura 6.53. Imagen del equipamiento de Difracción y μ -Difracción de Rayos X (SRCIT-URV).	168

7. RESULTADOS

Figura 7.1. Mapa de situación de los afloramientos prospectados con silicificaciones. Superposición del modelo digital de elevación del terreno (1:50.000) con las formaciones

geológicas con silicificaciones y los afloramientos localizados. Municipios: MONT, Montmaneu; SJM, Sant Joan de Mediona; SMB, Sant Magí de Brufaganya; SMT, Sant Martí de Tous; VA, Vallbona d'Anoia; VALL, Vallespinosa; VE, Vilanova d'Espoia; VLD, Valldeperes; Rieras: Ri.C, Riera de Carme; Ri.T, Riera de Tous; Ri. M, Riera de Mediona.....176

Figura 7.2. Mapa de situación de los afloramientos prospectados con silicificaciones con los radios de acción de 10 km y 30 km. Superposición del modelo digital de elevación del terreno (1:50.000) con las formaciones geológicas con silicificaciones y los afloramientos localizados. Localidades de silicificaciones tipo: ALE, Ca l'Alemany; CAL, Cal Calaf; FILL, Fillol; GUIN, Guinardera; MED, Mediona; MDT, Mas de Tous; MUSCH, Muschelkalk; PAN, Panadella; PER, Cal Perdut; SAL, Cal Salvat; SER, La Serra. Municipios: MONT, Montmaneu; SJM, Sant Joan de Mediona; SMT, Sant Martí de Tous; VA, Vallbona d'Anoia; VALL, Vallespinosa; VE, Vilanova d'Espoia; VLD, Valldeperes; Rieras: Ri.C, Riera de Carme; Ri.T, Riera de Tous; Ri. M, Riera de Mediona..... 177

Figura 7.3. a) Afloramiento silíceo de la Masia de les Fonts. b) Afloramiento de La Serra. c) Afloramiento de Les Colomines. d) Imagen general del afloramiento secundario de Canaletes. e) Detalle de un canto silíceo en el conglomerado de Canaletes..... 179

Figura 7.4. Columna estratigráfica tipo de la formación Sta. Càndia. Carretera TV-2012. Km. 1'2 (St. Magí de Brufaganya). Modificado de Anadón, 1978..... 180

Figura 7.5. Corte geológico de la zona de la Serra (Vilanova d'Espoia). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 181

Figura 7.6. Corte geológico de la zona de Les Colomines (Sta. Maria de Miralles). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 182

Figura 7.7. Corte geológico de la zona de la Masia de les Fonts (St. Magí de Brufaganya). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 182

Figura 7.8. Corte geológico que pasa por el km. 31 de la C-15 (Canaletes). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 183

Figura 7.9. 1a y 1b) Aspecto textural de la roca encajante formada por cemento esparítico y relictos de matriz microesparítica con intraclastos [PP y PC]. Las figuras 2 y 3 muestran en luz PP y PC dos tipos de porosidades: vacuolar (2) y de fractura (3).184

Figura 7.10. Textura deposicional donde se observan intraclastos, peloides y bioclastos (1, 2a y 3 con PP y 2b con PC). 4 y 5) Con polarizadores cruzados muestra el proceso de silicificación que está obliterando la textura carbonática (4) y en la que entra como cemento de una estructura de disolución tipo vug donde se conservan los relictos evaporíticos en forma de lenticulas y pseudomorfos de yeso (5)..... 185

Figura 7.11. T0 del río Anoia a su paso por la Poble de Claramunt..... 188

Figura 7.12. T0 del río Riudebitlles a la entrada del pueblo de St. Pere de Riudebitlles.... 187

Figura 7.13. Sílex de grano fino con gasterópodos de la variedad SER-01. Muestra: AR'01.niv.M.S43. nº 115.....	188
Figura 7.14. Con luz PP se observan los minerales accesorios como los óxidos de hierro y en menor medida los carbonatos (1a). Con luz PC textura del sílex con el cuarzo microcristalino y yeso secundario (1b), una lenticula de yeso (1c) y diferentes cementos de megacuarzo y cuarzo fibroso en la porosidad móldica (2, 3a, 3b). Con la cuña accesorio de 1λ observamos el cuarzo fibroso de tipo calcedonita.....	189
Figura 7.15. 1. Cortical formada por carbonato micrítico de textura wackestone con porosidades vacuolares (PP). Con luz PP estructuras de disolución en forma de nodulizaciones (4) y pseudomorfos lenticulares de yeso (2a y 3a). Con PC las lenticulas de yeso están diagenetizadas por yeso secundario (2b y 3b) y envueltas por una matriz microcristalina que ha borrado la matriz primaria gipsilutítica o micrítica.....	190
Figura 7.16. Difracción de Rayos-X de una muestra de roca encajante del afloramiento de la Serra (SER).....	191
Figura 7.17. Difracción de Rayos-X de una muestra de roca caja de la Masia de les Fonts (SMB).	193
Figura 7.18. Difracción de Rayos-X de una muestra de sílex geológico del afloramiento de La Serra (SER).....	192
Figura 7.19. Sílex de la T0 del Riudebitlles en St. Pere de Riudeviltles. Fotografía: G. Campeny.	197
Figura 7.20. Sílex de la T2 del Riudebitlles en Torrelavit. Fotografía: G. Campeny.....	197
Figura 7.21. Detalle con lupa binocular del subtipo silíceo geológico MUSCH-01.....	197
Figura 7.22. Sílex arqueológico tipo MUSCH-01. Muestra: AR'02.niv.M.L53.nº4.....	197
Figura 7.23. Detalle del subtipo geológico MUSCH-02. Foto: microscopio estereoscópico.	198
Figura 7.24. Sílex arqueológico tipo MUSCH-02. Muestra: AR'01.niv.M. T43.nº9.....	198
Figura 7.25. Variedad arqueológica MUSCH-03 donde se observan biocalstos (calciesferas y algas carofitas). Muestra: AR'02.niv.M.U47. nº 131.....	198
Figura 7.26. Con luz PP observamos la textura deposicional original donde se observa la matriz micrítica con la porosidad móldica de granos esqueléticos (ostrácodos) y no esqueléticos (ooides) (2a, 3a). Con luz PC observamos la cortical esparítica (1) con el reemplazamiento por micro-cryptocuarzo de la matriz carbonática (2b, 3b, 4) y el cemento de megacuarzo de la porosidad móldica en los elementos aloquímicos (4).....	199
Figura 7.27. Con luz polarizada plana se observa la textura oomicrítica o packstone (1), algunos foraminíferos (3) y estructuras de disolución de tipo vugs (2). Con luz PC observamos como el microcuarzo reemplaza la matriz, y los minerales de la arcilla, y la hematites se concentran en las porosidades intercristalinas. 4. Cuarzo fibroso de elongación negativa como cemento [4b con cuña accesorio de 1λ].....	201

- Figura 7.28.** Con luz PP textura desposicional wackestone con sus porosidades vacuolares (1, 3a). Con luz PC observamos el cemento de cuarzo microcristalino y fibroso de las porosidades vacuolares (2a, 3b) y canaliformes (4). Con cuña accesoria de 1λ observamos como el cuarzo fibroso es de elongación negativa (calcedonita) (2b)..... 202
- Figura 7.29.** Difractograma obtenido de la μ-DRX de una silicificación del tipo MUSCH-02, procedente del afloramiento de La Riba..... 203
- Figura 7.30.** Difractograma de la misma silicificación (MUSCH-02). Procedente del afloramiento de La Riba..... 203
- Figura 7.31.** Arriba imagen SEM de la superficie de la silicificación analizada mediante la aplicación EDS para la obtención del espectro químico (abajo).....204
- Figura 7.32.** Afloramiento de Can Sanç (MED). Izquierda vista general de la calcreta donde se produce la silicificación. Derecha detalle de un sílex tabular con su encajante..... 205
- Figura 7.33.** Corte geológico de la zona de Can Sanç (St. Joan de Mediona). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 206
- Figura 7.34.** Sección tipo realizada para la formación Mediona. Modificado de Anadón y Marzo, 1986..... 206
- Figura 7.35.** Muestreo en la Riera de Mediona a la altura del campo de fútbol de St. Quintí de Mediona..... 207
- Figura 7.36.** a) Sílex tipo MED. Fotografía: G. Campeny. b) Fotografía con el microscopio estereoscópico..... 208
- Figura 7.37.** Con luz PP observamos el encajante micrítico en la cortical (1a), la matriz micrítica de la textura primaria (2a y 3a), las estructuras laminares (2a) y la porosidad fenestral (2a y 3a) y vacuolar (4a). Con luz PC observamos el megacuarzo cementando la porosidad fenestral (2b y 3b) y vacuolar (2b), y el microcuarzo reemplazando la matriz micrítica (1b, 2b y 3b) en estructuras laminares. 1b; veta de yeso secundario rellenado una antigua porosidad. 4a y 4b; cemento esparítico drúsico de una porosidad vacuolar..... 209
- Figura 7.38.** Difractograma obtenido por μ-DRX del tipo sílex Mediona del afloramiento de Can Sanç..... 210
- Figura 7.39.** a) Vista general de la montaña del afloramiento de Cal Perdut desde la montaña de la Guinardera. El afloramiento se localiza a los pies de la montaña que arranca en la masía que recibe el nombre (derecha imagen). b) Detalle de la silicificaciones de Cal Perdut.... 212
- Figura 7.40.** Corte geológico de la zona de Cal Perdut. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC .A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 213
- Figura 7.41.** Columna estratigráfica esquemática de la zona de Cal Perdut. Situamos el afloramiento tipo del sílex tipo de Cal Perdut (PER)..... 214
- Figura 7.42.** a) Vista general del afloramiento de La Guinardera. b) Detalle de la silicificaciones tipo de Cal Perdut..... 214

Figura 7.43. Corte geológico de la zona de la Guinardera. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.....	215
Figura 7.44. Marga yesífera. Con luz PP se observa una matriz microesparítica y arcillosa con bioclastos (1a y 2a), estructuras nodulares/enterolíticas de yesos secundarios (3a) y esporádicos intraclastos (2a). Con luz PC se observan los elementos esqueléticos reemplazados por micro-criptocuarzo (1b), así como parte de la matriz micrítica (1b y 2b). Los granos no esqueléticos en forma de intraclastos corresponden a fragmentos líticos de microcuarzo (2b), y también se observan diseminados por la roca, detríticos de cuarzo (1b). Aún se conserva yeso secundario de microestructura nodular/enterolítica (3b).....	216
Figura 7.45. a) Muestreo con sílex en el Saió. b) Muestreo sin localización de sílex en el punto 1 de St. Jaume Sesoliveres (T2 río Anoia). c) Muestreo con sílex en el punto 2 de la T2 del río Anoia en St. Jaume Sesoliveres.....	217
Figura 7.46. Muestra geológica. Detalle de la variedad silíceo PER-01. Fotografía con microscópico estereoscópico.....	218
Figura 7.47. Sílex tipo GUIN-02-07. Muestra: AR'01. Niv.M.O52. nº145.....	218
Figura 7.48. Con luz PP observamos el córtex formado por arcilla y micrita en la que aparecen pseudomorfos de yesos cementados por microesparita (1). La misma textura deposicional se observa en la silicificación en aquellas partes donde aún no está reemplazada por micro-criptocuarzo (2 y 3). Las imágenes 4a y 4b muestran un agregado de prismas de anhidrita (4a y 4b) [PP y PC].....	220
Figura 7.49. Con luz PP observamos el córtex formado por carbonatos y arcilla (1a) la textura deposicional primaria carbonática (2a) y pseudomorfos de yeso reemplazados por carbonatos esparíticos (3a). Con luz PC se observa el reemplazamiento por cuarzo micro-criptocristalino los carbonatos micríticos previos a la silicificación (1b, 2b, 3b) y los yesos secundarios de extinción no uniforme (3b).....	221
Figura 7.50. Con luz PP observamos las figuras de compactación por presión-disolución-nodulización (1a), así como una cierta laminación observada con luz PC por la presencia de cuarzo microcristalino intercalado entre el yeso secundario subédricos (1b y 3b). En las figs. 2a y 3a con luz PP se observan relictos de la textura deposicional primaria conservada por el cemento de la porosidad intergranular en forma de micrita y arcilla que deja entrever el yeso granular primario reemplazado por cuarzo microcristalino con luz PC (2b y 3b).....	222
Figura 7.51. Difractograma de la silicificación de Cal Perdut, en la que se detecta la presencia de cuarzo, moganita y anhidrita.....	223
Figura 7.52. Difractograma de la muestra arqueológica AR'01.niv.M. Q47.nº49. Se detecta la presencia de cuarzo y moganita, además de la contaminación del WC.....	224
Figura 7.53. a) Vista general del afloramiento de la Guinardera. b) Detalle de la silicificaciones.	226
Figura 7.54. Corte geológico de la zona de la Guinardera. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.....	227

- Figura 7.55.** a) Vista general del afloramiento de Cal Perdut-04. b) Detalle de un nódulo síliceo en la formación..... 227
- Figura 7.56.** Columna estratigráfica esquemática de la zona de Cal Perdut. Situamos Cal Perdut 4 (PER-04)..... 228
- Figura 7.57.** Con luz PP (a) y PC (b) se observa una porosidad de tipo canaliforme rodeada de arcilla (1a) y una porosidad vacuolar (2)..... 228
- Figura 7.58.** Sílex de grano fino con óxidos de hierro presentes en las laminaciones de la variedad PER-04-03. Muestra: AR'13. niv. Pinf. S57.nº15..... 229
- Figura 7.59.** Detalle de una muestra geológica sílicea del subtipo GUIN-02. Fotografía realizada con microscópico estereoscópico.....230
- Figura 7.60.** Variedad de sílex GUIN-02. Muestra arqueológica: AR'12.niv.P. U55.nº24... 230
- Figura 7.61.** Variedad del sílex tipo GUIN-02. Muestra arqueológica: AR'03.niv.M.T43.nº26.
230
- Figura 7.62.** Con luz PP observamos los minerales de la arcilla en las estructuras de disolución (1a, 2a, 3a) y en los contornos de las nodulizaciones y los esferulitos, así como los cristales de esparita diseminados (2a) y una porosidad por bioturbación (3a). Con luz PC observamos el reemplazamiento del cuarzo microcristalino y el yeso secundario (1b, 2b), así como el cemento del cuarzo fibroso en las bioturbaciones (3b)..... 231
- Figura 7.63.** Laminaciones fruto de la mayor o menor concentración de arcilla (1) [PP y PC]. Porosidad por retracción tapizada por arcilla (2a) y porosidad de tipo burrow (3a y b) con luz PP. Con luz PC se observa el reemplazamiento de la matriz original lutítica por cuarzo micro y criptocristalino (1b y 2b)..... 232
- Figura 7.64.** Difractograma de la muestra geológica GUIN-01.....233
- Figura 7.65.** Difractograma de la muestra geológica GUIN-02.....234
- Figura 7.66.** Vista general del afloramiento síliceo de Obaga de Mas de Tous..... 236
- Figura 7.67.** Corte geológico de la zona de Mas de Tous. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 237
- Figura 7.68.** Columna estratigráfica esquemática de la zona de Mas de Tous. Situamos el afloramiento Obaga de Mas de Tous (MDT)..... 237
- Figura 7.69.** Diferentes imágenes del afloramiento de Cal Tomas..... 238
- Figura 7.70.** Sílex de grano medio de la variedad Mas de Tous. Muestra arqueológica: AR'02. niv.M. N47. nº61..... 239
- Figura 7.71.** Con luz PP se observan las estructuras de disolución-nodulización por compactación química (1a y 2a), así como evidencias del proceso de calcificación del yeso (3a). Con luz polarizada cruzada se observa la granoclasificación del yeso primario (1b) el

reemplazamiento por cuarzo microcristalino (2b), la recristalización de algún yeso (abajo 2b) y los granos subédricos de yeso primario (3b).....	240
Figura 7.72. μ -DRX de una muestra silíceo del afloramiento de Cal Tomas.....	241
Figura 7.73. Muestra geológica de sílex tipo Mas de Tous recogida en el afloramiento de Obaga de Mas de Tous.....	241
Figura 7.74. Muestra arqueológica del sílex tipo Mas de Tous. Muestra: AR'02. niv.M. M47.nº220.....	242
Figura 7.75. a) Vista general de una parte del afloramiento de Fillol. b) Detalle de las silicificaciones.....	244
Figura 7.76. Corte geológico de la zona de Fillol. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.....	245
Figura 7.77. Columna estratigráfica de la zona de Fillol. Modificada de Ortí et al., 2007 ..	245
Figura 7.78. a) Vista general de la sección del afloramiento del Serral. b) y c) Detalle de las silicificaciones de los yesos de la formación.....	246
Figura 7.79. Corte geológico de la zona del Serral. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.....	247
Figura 7.80. a) Gispilutitas rojas con nódulos y meganódulos de yeso. b) Variación lateral. Discordancia erosiva de megabrechas silicificadas. c) Detalle de una megabrecha silicificada..	247
Figura 7.81. Columna estratigráfica esquemática de Cal Perdut-02.....	248
Figura 7.82. A) Con luz PP se observa una porosidad de tipo vacuolar (vugs), típica de estructuras de disolución (1). Con luz PC se observa el carácter principal anhédrico de extinción no uniforme de los cristales de yeso (3a y 3b) y en menor medida cristales subédricos y agregados microcristalinos (2). Microestructuras típicas de la variedad alabastrina. B) Con PP se observa la porosidad intercristalina (1), así como la carbonatación de una estructura de bioturbación (3a). Con PC se observa en detalle dicha carbonatación (3b), así como las microestructuras porfidoblásticas (2) y en vetas (5) del yeso, además de hábitos anhédricos de extinción no uniforme, en una zona donde se observa una importante acumulación de arcilla (4).....	249
Figura 7.83. Detalle del tipo silíceo FILL.....	250
Figura 7.84. Dos vistas de detalle de un sílex arqueológico de tipo Fillol a) Coloración y transparencia. b) Detalle de la pieza con pátina blanca, estructuras enterolíticas y pseudomorfo de yeso. Muestra: AR'13.niv.P.S56.nº117	251
Figura 7.85. Muestras de sílex geológico de Fillol. Con luz PP se observan las estructuras de disolución con los yesos secundarios envueltos en arcilla (1a y 2a). Con luz PC se observa la matriz microcristalina relleno de las estructuras de disolución y como el yeso se agrupa en	

nódulos (1b, 2b y 2c). En algunos casos el yeso está siendo reemplazado por sílice fibrosa; en este caso calcedonita..... 252

Figura 7.86. Muestra arqueológica de sílex tipo Fillol. Con luz PP observamos parte de la cortical formada por minerales de la arcilla, carbonato micrítico y gran cantidad de lenticulas de yesos entre los minerales de la arcilla (1). También la textura del sílex con abundancia de óxidos de hierro formando rims y estructuras de disolución formando porosidades vacuolares (2a, 2b y 3a). Con luz PC observamos el cuarzo microcristalino en la matriz y el cuarzo fibroso y megacuarzo cementando antiguas porosidades (2c y 3b)..... 253

Figura 7.87. Difractograma de una muestra geológica del tipo síliceo Fillol recogida en el afloramiento de Fillol..... 254

Figura 7.88. Difractograma de una muestra arqueológica del tipo síliceo Fillol. Muestra: AR'12, niv. P. M61. nº2..... 254

Figura 7.89. a) Vista general de afloramiento de Cal Calaf-01. b) Detalle de las silicificaciones. 256

Figura 7.90. Corte geológico de la zona de Cal Calaf. A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 257

Figura 7.91. Columna estratigráfica de la zona de Fillol. Modificada de Ortí *et al.*, 2007..257

Figura 7.92. a) Vista general del afloramiento de Cal Calaf-02. b) Detalle de las silicificaciones. 258

Figura 7.93. Marga yesífera. Con luz PP se observan los pseudomorfos de yeso en una matriz micrítica (1, 3a y 3b) y esporádicos bioclastos (2). Con luz PC observamos vugs de disolución cementados por calcita esparítica en mosaico drúsico (5 y 6) y los pseudomorfos de yeso en forma de agregados (5)..... 259

Figura 7.94. Fotografía con el microscopio estereoscópico de una muestra geológica del sílex tipo Cal Calaf (CAL)..... 260

Figura 7.95. Tipo sílex característico de Cal Calaf (CAL). Muestra arqueológica: AR'04.niv.Oa.U47.nº1..... 260

Figura 7.96. Variante de tonalidades marrones con pátina amarilla característica. Muestra arqueológica: AR'02.niv.M. U53.nº11..... 261

Figura 7.97. Sílex geológico tipo Cal Calaf. Con luz PP observamos las porosidades vacuolares e intercristalinas (1a, 3 y 4a), así como la carbonatación y los relictos evaporíticos (2a). Con luz PC observamos el yeso secundario subédrico en matriz y el cuarzo microcristalino (1b), así como los yesos lenticulares que están siendo reemplazados por microcuarzo (2b), y las porosidad vacuolar cementada pro cuarzo fibroso (4b) de tipo calcedonita (4c) [cuña accesoria de 1λ]..... 262

Figura 7.98. Sílex arqueológico. Con luz PP observamos las estructuras de disolución-nodulización de tipo nodular/enterolítica (1a y 2). Con luz PC observamos como en las estructuras de disolución se concentra el cuarzo fibroso de tipo calcedonita (1b, 3 y 4a con cuña accesoria de 1λ) y como la matriz está compuesta por cuarzo microcristalino, algo de

cuarzo fibroso, yeso secundario de cristales subédricos (1b), y en menor medida, yeso secundario de cristales anhédricos de extinción no uniforme (4a)..... 263

Figura 7.99. Difractograma de una muestra geológica del tipo síliceo CAL-01..... 264

Figura 7.100. Difractograma de una muestra arqueológica (AR'12. niv.M. P53. nº 537) asociada al tipo síliceo CAL-01..... 264

Figura 7.101. Corte geológico de la zona de la Cantera de Montmaneu (Montmaneu). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 267

Figura 7.102. Afloramiento PAN. Izquierda vista general con las silicificaciones entre las calizas laminadas. Derecha detalle de un nódulo de sílex con su encajante..... 268

Figura 7.103. Caliza packstone donde se observa con luz PP la textura deposicional (1), con detalles de algunos bioclastos (2, 3 y 5), donde predominan las carofitas (5) y en algunos casos sus porosidades móldicas (2 y 3). Con luz PC se observa el cemento de cuarzo microcristalino relleno porosidades móldicas (4) y cemento esparítico relleno un ooide (6)..... 269

Figura 7.104. a) Vista general del muestro de cantos en el río Anoia a su paso por el municipio de Jorba. b) Detalle del muestreo de un m²..... 270

Figura 7.105. a) Muestra en el afloramiento de sílex PAN. b) Muestra de colección de referencia en la litoteca del IPHES. Fotografía: G. Campeny..... 271

Figura 7.106. Muestras arqueológicas. a) Tipo sílex PAN sin ningún tipo de alteración. Muestra: AR'05.niv.Oa.R47.nº10. b) Sílex PAN con pátina gris. Se observan claramente los bioclastos confiriéndole una textura tipo wackestone. Muestra: AR'02.niv.M. U49.nº47. c) Con pátina gris-marrón se observan laminaciones tipo anillos de Liesegang. Muestra: AR'09.niv.P.T46.nº56. d) Sílex parcialmente patinado que nos muestra laminaciones como consecuencia de la compactación. Muestra: AR'06.niv.P.M52.nº2..... 272

Figura 7.107. Sílex geológico de PAN. Con luz PP se observa la textura deposicional de tipo packstone con bioclastos y carbonato micrítico (1a y 2), donde destacan las carofitas (2). Con luz PC se observa el cuarzo fibroso y megacuarzo como cemento de las porosidades móldicas de un (1b y 4a), así como la textura y composición de la roca donde se observa que la sílice micro-criptocristalina está reemplazando la matriz micrítica de la textura deposicional original. En el caso de los bioclastos, éstos están cementados por cuarzo fibroso y en menor medida megacuarzo (3). Con PC y cuña accesoria de 1λ observamos como el cuarzo fibroso que cementa las porosidades móldicas es de elongación negativa (calcedonita)..... 273

Figura 7.108. Muestra arqueológica (AR'11. niv. P. U56. nº69). Con luz PP observamos la cortical de la muestra formada por una matriz micrítica con gran cantidad de bioclastos que le confiere una textura wackestone-packstone (1), su textura deposicional donde se observa el carbonato micrítico, los granos esqueléticos y las figuras de compactación en forma de laminaciones (2a, 3) y aplastamiento de granos esqueléticos (4). Con luz PC observamos la intercalación en láminas del cuarzo micro-criptocristalino con el carbonato micrítico, cuarzo detrítico y fósiles cementados por cuarzo fibroso de elongación negativa y megacuarzo. 274

Figura 7.109. Difractograma obtenido por µ-DRX de la silicificación de la Panadella (PAN). 275

Figura 7.110. Difractograma de Rayos-X de la muestra arqueológica (AR'11. niv. P. U56. nº69) asociada al tipo síliceo PAN. Se observa WC como componente contaminante por el molido de la muestra.....275

Figura 7.111. Columna estratigráfica tipo de la formación Valldeperes. Cantera de Valldeperes. Carretera TV-2011. Km. 1'5 (SW de Valldeperes). Modificado de Anadón y Marzo, 1986.
277

Figura 7.112. Izquierda vista general del afloramiento de Cal Salvat (SAL). Derecha: detalle de las silicificaciones..... 278

Figura 7.113. Corte geológico de la zona de Cal Salvat (Carretera C-432, Bellprat). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 279

Figura 7.114. Izquierda: vista general del afloramiento síliceo de Solà de Valldeperes. Derecha: detalle de las silicificaciones.....279

Figura 7.115. Corte geológico de la zona de Solà de Valldeperes (Valldeperes). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 280

Figura 7.116. Izquierda vista general del afloramiento MONT-02. Derecha: detalle de las silicificaciones..... 282

Figura 7.117. Corte geológico de la zona de Montclar (Vallespinosa). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 280

Figura 7.118. Con luz PP se observa la textura esparítica de la roca y algunas porosidades por perforación, así como los óxidos de hierro de tipo rim y diseminados por la matriz (1a, 3, 4, 5). Con luz polarizada cruzada observamos algún clasto detrítico de cuarzo (2) y el componente carbonático de la roca (1b)..... 282

Figura 7.119. a y b) Luz polarizada plana y cruzada donde se observan las lenticulas de yeso secundario con la porosidad intercrystalina rellena de arcilla y óxidos de hierro y, en menor medida, agregados microcristalinos de yeso secundario en las estructuras de disolución. c y d) Luz polarizada plana y cruzada donde se quiere destacar la porosidad vacuolar y el cemento esparítico de la porosidad intercrystalina..... 283

Figura 7.120. Izquierda: Vista general del punto muestreado en la riera de Carme pasado el pueblo de Carme. Derecha: Detalle del m² muestreado..... 284

Figura 7.121. Fotografía con el microscopio estereoscópico de la variedad de sílex SAL-01.
285

Figura 7.122. Fotografía de detalle de una muestra de sílex de la variedad SAL-02. Fotografía: G. Campeny..... 286

Figura 7.123. Variedad sílicea SAL-01. Con luz PP observamos las microestructuras nodulares (1a), la micrita y los minerales de arcilla (2) y como los óxidos de hierro se disponen en la porosidad intercrystalina (4a). Con luz PC observamos el reemplazamiento de los yesos

secundarios por cuarzo microcristalino (1b y 3), y como estos aún son muy abundantes (4b).
287

Figura 7.124. Variedad silícea SAL-02. Con luz PP observamos los microagregados de micrita con concentraciones de óxidos de hierro (1a). Con luz PC observamos el cuarzo microcristalino en la matriz y el yeso secundario de extinción no uniforme (1b, 2b, 3a). En la figura 2b observamos una antigua porosidad cementada por megacuarzo y en la 3a otra antigua porosidad pero esta vez cementada por cuarzo fibroso esferulítico de elongación negativa (calcedonita) (3b) [con cuña accesoria de 1λ]..... 288

Figura 7.125. Difractograma del encajante silíceo del afloramiento de Montclar.....289

Figura 7.126. Difractograma por μ-DRX de una muestra silícea (SAL-02) del afloramiento de Solà de Valldeperes.....289

Figura 7.127. Espectro EDS de la silicificación tipo SAL-02 procedente de Solà de Valldeperes.
289

Figura 7.128. a) Vista general del afloramiento de Ca l'Alemaný (ALE). b y c) Detalles de silicificaciones..... 291

Figura 7.129. Corte geológico de la zona de Ca l'Alemaný (Carretar C-432, Bellprat). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada..... 291

Figura 7.130. Columna estratigráfica tipo de la formación Bosc d'en Borràs. Carretera T-201. Km. 5'5 (Pontils). Modificado de Anadón y Marzo, 1986.....292

Figura 7.131. Corte geológico de la zona de Solà de Valldeperes (Valldeperes). A la izquierda ubicación del corte en el mapa geológico 1:50.000 del IGC. A la derecha corte geológico según cartografía del IGC con la escala vertical exagerada.....293

Figura 7.132. a) Vista general del afloramiento de Els Solans. b) Detalle de una de las silicificaciones con su encajante..... 293

Figura 7.133. Con luz PP observamos la textura deposicional primaria en forma de agregados (1 y 2), así como el cemento esparítico de la porosidad canaliforme (3). Con luz PC observamos el megacuarzo en mosaico como cemento ecuate de una antigua porosidad vacuolar (vugs) (4). Con ambos tipos de luz observamos una antigua porosidad canaliforme cementada por yeso secundario anhédrico-subédrico (5a y 5b).....294

Figura 7.134. Fotografía con el microscopio estereoscópico del sílex tipo ALE.....296

Figura 7.135. Con luz PP observamos las fisuras del tipo silíceo ALE (1a) así como la zona endocortical (2a) y el carbonato micrítico de la textura primaria. Con luz polarizada cruzada observamos el reemplazamiento del cuarzo microcristalino y critpocuarzo de la textura deposicional original y el cuarzo fibroso como cemento de los pseudomorfs de yeso, así como el yeso y la anhidrita en la cortical (2b). 3 y 4 cuarzo microcristalino y carbonato esparítico en agregados y en los bordes de antiguas porosidades vacuolares.....297

Figura 7.136. Difractograma de una muestra de encajante del afloramiento silíceo de Ca l'Alemaný.....298

8. DISCUSIÓN

Figura 8.1. Mapa de situación de los afloramientos con silicificaciones prospectados. Superposición del modelo digital de elevación del terreno (1:50.000) con las formaciones geológicas con silicificaciones, los afloramientos localizados y las zonas geográficas con silicificaciones. Círculos: Azul, captación local de calizas, cuarzos y otras rocas; Violeta, Sílex de las facies Muschelkalk; Rojo, Sílex de la Serra; Verde; Sílex de los afloramientos de St. Martí de Tous; Amarillo; Sílex de la Pandella. Municipios: MONT, Montmaneu; SJM, Sant Joan de Mediona; SMB, Sant Magí de Brufaganya; SMT, Sant Martí de Tous; VA, Vallbona d'Anoia; VALL, Vallespinosa; VE, Vilanova d'Espoia; VLD, Valldeperes;. Rieras: Ri.C, Riera de Carme; Ri.T, Riera de Tous; Ri. M, Riera de Mediona.....303

Figura 8.2. Principales regiones del sur de Europa citadas en el texto. Se presenta las distancias recorridas para la captación predominante.....317

Figura 8.3. Principales regiones de la Península Ibérica citadas en el texto. Se presenta las distancias recorridas para la captación predominante.....319

ÍNDICE DE TABLAS

3. MARCO TEÓRICO

Tabla 3.1. Sistemas cristalinos y temperaturas de cristalización-inversión de los distintos polimorfos de la sílice. Datos de Hurlbut y Klein (1982) en Tarriño, 1998. * Polimorfos de alta presión que no se encuentran en rocas silíceas sedimentarias..... 21

4. ABRIC ROMANÍ

Tabla 4.1. Dataciones por C14 (AMS) del Abric Romaní (Bischoff et al., 1994; Carbonell *et al.*, 1994). La calibración se ha hecho usando el método Stuiver *et al.* (2000)..... 56

Tabla 4.2. Dataciones por U/Th de muestras de travertinos del Abric Romaní (Bischoff *et al.*, 1988; 1944; Mora, 1988; Vallverdú *et al.*, 2012b; Vaquero *et al.*, 2013).....57

Tabla 4.3. Relación de las materias primas líticas con las categorías estructurales del nivel M. Modificado de Chacón, 2009.....59

Tabla 4.4. Relación materias primeras y categorías estructurales arqueonivel Oa. Modificado de Bargalló, 2014..... 68

Tabla 4.5. Categorías estructurales del sílex del nivel P.....75

5. MATERIALES

Tabla 5.1. Tabla resumen de la las formaciones geológicas paleógenas, sus litologías y ambientes deposicionales en la Conca del Gaià..... 82

Tabla 5.2. Tabla resumen de la las formaciones geológicas, sus litologías y ambientes deposicionales en la Conca de l'Anoia..... 85

Tabla 5.3. Distribución de las materias primas para el nivel M.....95

Tabla 5.4. Distribución del sílex analizado por corticalidad en el nivel M.....96

Tabla 5.5. Distribución del total de materias primas para el nivel Oa..... 96

Tabla 5.6. Distribución del sílex analizado por corticalidad en el nivel Oa.....96

Tabla 5.7. Distribución del total de materias primas para el nivel P..... 97

Tabla 5.8. Distribución del sílex analizado por corticalidad en el nivel P..... 97

6. METODOLOGÍA

Tabla 6.1. Tabla resumen de las formas del cuarzo α que se observan en lámina delgada. Fuente: Soto, 2015..... 135

7. RESULTADOS

Tabla 7.1. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Serra (SER), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.....	178
Tabla 7.2. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Muschelkalk (MUSCH), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.....	193
Tabla 7.3. Distribución del los subtipos MUSCH por niveles arqueológicos.....	204
Tabla 7.4. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Cal Perdut (PER), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.....	211
Tabla 7.5. Distribución del los subtipos PER por niveles arqueológicos.....	224
Tabla 7.6. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Guinardera (GUIN), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.....	225
Tabla 7.7. Distribución del los subtipos GUIN por niveles arqueológicos.....	234
Tabla 7.8. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Mas de Tous (MDT), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.....	235
Tabla 7.9. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Fillol (FILL), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.....	243
Tabla 7.10. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Cal Calaf (CAL), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.....	255
Tabla 7.11. Distribución del los subtipos CAL por niveles arqueológicos.....	265
Tabla 7.12. Cuadro resumen de las principales características petrográficas del sílex tipo Panadella (PAN), con su adscripción arqueológica y sus afloramientos geológicos.....	266
Tabla 7.13. Distribución del los subtipos PAN por niveles arqueológicos.....	276

8. DISCUSIÓN

Tabla 8.1. Representación de las materias primas líticas por áreas geográficas para los tres niveles estudiados.....	302
Tabla 8.2. Tabla de abundancia esperada de material lítico para un radio de 10 km del Abric Romaní.....	304
Tabla 8.3. Tabla de abundancia silíceas esperada para un radio de 10 a 30 km del Abric Romaní.....	305
Tabla 8.4. Relación entre las materias primas líticas del nivel M con los valores esperados de las silicificaciones para cada formación geológica en los radios establecidos (<10 km, >10-30 km y 0-30 km). A la izquierda los valores esperados para cada radio según la distribución de las silicificaciones, en %. En el centro los valores absolutos para el nivel M. A la derecha los valores	

esperados de las silicificaciones en el registro arqueológico, según los radios de distancia. Los valores (+) y (-) indican sobrerrepresentación o infrarrepresentación, respectivamente, en el registro arqueológico. Abajo el cálculo del χ^2 para el total del radio y su probabilidad.... 307

Tabla 8.5. Relación entre las materias primas líticas del nivel Oa con los valores esperados de las silicificaciones para cada formación geológica en los radios establecidos (<10 km, >10-30 km y 0-30 km). A la izquierda los valores esperados, según prospecciones, para cada radio, en %. En el centro los valores absolutos para el nivel Oa. A la derecha los valores esperados de las silicificaciones para cada radio. Los valores (+) y (-) indican sobrerrepresentación o infrarrepresentación, respectivamente, en el registro arqueológico. Abajo el cálculo del χ^2 para el total del radio y su probabilidad..... 309

Tabla 8.6. Relación entre las materias primas líticas del nivel P con los valores esperados de las silicificaciones para cada formación geológica en los radios establecidos (<10 km, >10-30 km y 0-30 km). A la izquierda los valores esperados para cada radio en %. En el centro los valores absolutos para el nivel Oa. A la derecha los valores esperados de las silicificaciones para cada radio. Los valores (+) y (-) indican sobrerrepresentación o infrarrepresentación, respectivamente, en el registro arqueológico. Abajo el cálculo del χ^2 para el total del radio y su probabilidad..... 311

Tabla 8.7. Variable estandarizada (Z- Score) de los diferentes χ^2 realizados para cada uno de los radios de cada nivel arqueológico estudiado..... 313